

X
GB6562
M2395

UNIVERSIDAD DE LOS ANDES

FACULTAD DE CIENCIAS

CENTRO DE INVESTIGACIONES ECOLOGICAS DE LOS ANDES TROPICALES

CIELAT

POSTGRADO EN ECOLOGIA TROPICAL

**MODELO HIDROLOGICO DE SIMULACION EN LOS LLANOS INUNDABLES DEL
ESTADO APURE: Una aproximación desde la Dinámica de Sistemas**

www.bdigital.ula.ve

POR:

MARCELA PINILLOS G.

Bióloga U. Nacional de Colombia

TUTOR: PROF. GUILLERMO SARMIENTO PhD.

MERIDA - VENEZUELA

1999

SERBIULA
Tulio Febres Cordero

U.C.A. Consejo de Estudios de Postgrado

*¡Ah, Horacio! Hay más misterios en el cielo y en
la tierra de los que sueña tu filosofía...*

www.bdigital.ula.ve

HAMLET.

Verde es el árbol de la vida y gris es toda teoría..

GOETHE.

AGRADECIMIENTOS

Me es grato dejar constancia de mi agradecimiento por la colaboración recibida a las siguientes personas:

A los profesores Juan Silva, Magdiel Ablán y Wilfredo Franco, miembros del jurado evaluador, por sus oportunos comentarios y sugerencias.

A mis compañeros del proyecto BEMSETI, Eulogio Chacón, Dimas Acevedo, María Helena Naranjo, Julia Smith, Nelson Márquez y Marta Pereira, con quienes compartí el trabajo de campo en el Hato del Frío.

A Magdiel Ablán, de manera muy particular, por su constante apoyo durante la elaboración de este trabajo de tesis.

A todos los que fueron mis profesores en el postgrado de Ecología Tropical, por sus invaluable aportes durante esta fase de formación que ahora culmino.

Al Dr. Theo Van Genuchten, profesor e investigador del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos, por su generosa ayuda facilitándome sus publicaciones y la de sus colegas.

A toda mi familia, por el apoyo y el estímulo que me brindaron durante estos años de postgrado.

Al profesor Guillermo Sarmiento, muy especialmente, por su dedicación, su amistad, sus críticas constructivas y su acertada dirección durante la elaboración de este trabajo.

Finalmente, es justo y necesario extender mi agradecimiento al proyecto BEMSETI del programa INCO – DC, de la Unión Europea, por proveer los fondos necesarios para el desarrollo de la presente tesis de maestría.

**MODELO HIDROLOGICO DE SIMULACION EN LOS LLANOS INUNDABLES DEL
ESTADO APURE: Una aproximación desde la Dinámica de Sistemas**

	Pg.
I. INTRODUCCION	2
1. BREVE CARACTERIZACION DEL MARCO BIOFISICO Y SOCIOECONOMICO DEL AREA DE INFLUENCIA DE LOS MODULOS DE APURE	3
2. LOCALIZACION GEOGRAFICA DE LOS SISTEMAS A ESTUDIAR	4
3. OBJETIVOS DEL TRABAJO	5
4. JUSTIFICACION	6
5. SINTESIS METODOLOGICA	8
6. INFORMACION PRIMARIA Y SECUNDARIA DISPONIBLE	9
PRIMERA PARTE: DESCRIPCION E INTERPRETACION DE LA COMPLEJIDAD ESPACIAL DEL AREA DE ESTUDIO	
II. GENESIS DE LOS SISTEMAS ECOLOGICOS EN EL AREA DE ESTUDIO	14
1. LOS PROCESOS GEOLOGICOS	14
2. FACTORES CLIMATICOS Y PALEOCLIMATICOS	15
3. PROCESOS HIDROLOGICOS	21
4. GEOMORFOGENENESIS	25
5. PROCESOS PEDOGENETICOS	31
6. ECOSISTEMAS EN EL AREA DE ESTUDIO	37
7. PROCESOS ANTROPOGENICOS: ESTRATEGIAS DE USO DEL ESPACIO	47

III. DELIMITACION Y CARACTERIZACION DE LAS UNIDADES HIDROLOGICAMENTE
HOMOGENEAS: LOS ESCENARIOS DE SIMULACION EN EL AREA DE ESTUDIO 51

1. DELIMITACION DE LAS UNIDADES 51

2. CARACTERIZACION DE LAS UNIDADES 57

**SEGUNDA PARTE: EL MODELO HIDROLOGICO DE DINAMICA DE SISTEMAS MHG –
APURE**

IV. MODELIZACION 62

1. FUNDAMENTOS CONCEPTUALES 62

2. ELABORACION DE MODELOS 65

3. EVALUACION DE MODELOS 70

4. MODELOS ESPACIALMENTE EXPLICITOS 76

V. INTRODUCCION AL MODELO HIDROLOGICO GENERAL DE DINAMICA DE
SISTEMAS 85

VI. FORMULACION DE UN MODELO GENERAL D.S. DE BALANCE HIDROLOGICO EN
LOS LLANOS DEL APURE: META – MODELO DE DINÁMICA VERTICAL 87

1. SUB – MODELO SUELO 89

2. SUB – MODELO VEGETACION 127

3. DISTURBIOS: QUEMA 158

VII. EL MODELO DE DINAMICA HORIZONTAL: TRANSFERENCIAS LATERALES ENTRE
CELDAS 160

1. CONSIDERACIONES GENERALES 160

2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA CUANTITATIVA DEL MODELO DE DINAMICA HORIZONTAL 161

VIII. ANALISIS DE SENSIBILIDAD 169

1. ANALISIS DE SENSIBILIDAD DEL META – MODELO DE DINAMICA VERTICAL 169

2. ANALISIS DE SENSIBILIDAD DEL META – MODELO DE DINAMICA HORIZONTAL 201

TERCERA PARTE: SIMULACION EN EL CONTEXTO DEL META – MODELO DE DINAMICA VERTICAL

IX. SIMULACION EN CADA U.H.H.: RESULTADOS 211

1. DESCRIPCION DE LOS ESCENARIOS DE SIMULACION 211

2. RESULTADOS DE LA SIMULACION 215

X. DISCUSION DE RESULTADOS Y CONSIDERACIONES FINALES 238

BIBLIOGRAFIA 244

RESUMEN

Como premisa de trabajo se plantea que: la disponibilidad de agua en el suelo es la pulsación ambiental más significativa y el criterio ecosistémico más importante para interpretar la estructura y el funcionamiento de los sistemas ecológicos que caracterizan los Llanos inundables venezolanos. Con base en este planteamiento y empleando para ello las convenciones y la metodología de la Dinámica de Sistemas, se construye un modelo de balance hidrológico el cual consta de dos meta – modelos complementarios: un meta – modelo de dinámica vertical del agua (ó de flujos dentro de una misma unidad espacial) y un meta – modelo de dinámica horizontal (ó de transferencias entre diferentes unidades espaciales).

En el meta – modelo de dinámica vertical, se asume la existencia de dos sub – sistemas básicos: el suelo y la vegetación, interconectados entre sí a través de flujos de materia e información y cuyos parámetros (tipo de ecosistema, contenido de arcilla, contenido de arenas, contenido de materia orgánica) regulan el volumen de las entradas hacia y las salidas desde el sistema. Paralelamente, dentro del sub – sistema vegetación se construye un sub – modelo de segundo orden: “Producción primaria”, el cual simula el comportamiento productivo de las gramíneas, a lo largo del tiempo, como una variable dependiente del estatus hídrico del suelo.

En el meta – modelo de dinámica horizontal, por otra parte, se contemplan dos ambientes diferentes en los que pueden suceder las transferencias entre diferentes unidades espaciales: el ambiente superficial, en el cual suceden las transferencias por escorrentía, y el medio poroso del suelo, dentro del cual suceden las transferencias por drenaje lateral interno.

Finalmente, se presentan y discuten los resultados preliminares de la simulación del modelo, así construido, para algunas de las unidades espaciales identificadas en el área de estudio.

I. INTRODUCCION

El presente trabajo está enmarcado dentro del proyecto de investigación "Bases ecológicas para el manejo sustentable de ecosistemas tropicales inundables: Caso de estudio en los Llanos (Venezuela) y el Pantanal (Brasil)", en el que participan el Centro de Pesquisa Agropecuaria de EMBRAPA (Brasil), el Departamento de Planificación Física y Desarrollo Rural de la Universidad de Wageningen (Holanda), el Centro de Ecología Funcional y Evolutiva del Centro Nacional de Investigación Científica (Francia), el Departamento de Ecología de la Universidad Complutense (España) y el CIELAT de la Universidad de los Andes (Venezuela).

El objetivo fundamental de este macroproyecto, en el caso de los Llanos venezolanos, es el de caracterizar y evaluar los cambios ecológicos derivados de la introducción de módulos para el manejo de aguas superficiales, tanto en la escala de la región, caracterizada por la predominancia de sabanas inundables, como en la escala de las unidades de manejo hidrológico y en la escala de los ecosistemas que allí se encuentran. Se analizan, entre otros interrogantes planteados en relación con la gestión productiva de las sabanas inundables, los cambios en la distribución espacial y en la superficie ocupada por las diferentes unidades funcionales que conforman el paisaje, ó ecosistemas, ocurridos posteriormente a la implementación del programa de manejo de aguas superficiales; las posibles alteraciones en la diversidad de especies de animales y plantas derivadas de tal manejo; las modificaciones en la estacionalidad de los procesos ecológicos más relevantes al interior de los ecosistemas identificados, así como las respuestas estructurales de las comunidades naturales frente a diferentes tasas de quema y pastoreo.

La interpretación del cuadro ecológico resultante estaría incompleta, sin embargo, si del análisis se excluyera el efecto que, de manera directa, ejerce el sistema de diques sobre el régimen hidrológico local, asumiendo que el contraste estacional en la disponibilidad de agua en el suelo es, o al menos parece ser, la pulsación ambiental más significativa y el criterio ecosistémico más importante para interpretar la estructura y el funcionamiento de los sistemas ecológicos que caracterizan los Llanos inundables venezolanos (Sarmiento, 1990).

1. BREVE CARACTERIZACIÓN DE MARCO BIOFÍSICO Y SOCIOECONÓMICO DEL ÁREA DE INFLUENCIA DE LOS MÓDULOS DE APURE

Los Llanos aluviales del estado Apure se encuentran, como se discutirá más adelante, sobre una vasta depresión tectónica recubierta por sucesivos depósitos cuaternarios. Por tratarse de una de las áreas más planas y con menor pendiente general de todos los Llanos, el drenaje de las aguas de escorrentía se encuentra relativamente impedido, determinando condiciones de inundación en las partes más bajas del relieve durante varios meses al año.

Por otra parte, este mismo marco geológico de llanura deprimida hace que la red fluvial presente, como principal característica, una alta inestabilidad en sus cursos, con numerosas difluencias y frecuentes rupturas y desbordamientos de cauces, contribuyendo a acentuar las condiciones de inundación. Bajo estas circunstancias, caracteriza la zona un mosaico de ecosistemas de sabana, con claro predominio de las sabanas inundables y entre éstas las sabanas hiperestacionales.

La conjunción de desfavorables condiciones físicas, largos períodos de inundación y baja fertilidad, conduce a que una de las pocas actividades productivas posibles, en esta región, sea la ganadería extensiva. En el sistema de manejo más tradicional, las únicas herramientas empleadas son las quemadas y la regulación de la carga animal; el propósito de las quemadas, generalmente inducidas al final de la estación seca, ha sido el de eliminar la necromasa seca acumulada sobre el suelo y promover el rebrote de las gramíneas durante la siguiente estación húmeda, aumentando la calidad de la oferta forrajera para el ganado. Sin embargo, este sistema de manejo sólo permite mantener una carga animal muy baja, por unidad de superficie, de manera que, inevitablemente, las unidades de explotación deben ser bastante extensas; esta ha sido la causa principal del predominio del latifundio en el régimen de propiedad de la tierra en la región.

Una de las pocas alternativas, al parecer exitosa, de intensificación del pastoreo en este tipo de sistemas productivos, ha sido la implementación de módulos de manejo del agua superficial; esta alternativa consiste en la construcción de diques periféricos para la retención de aguas de lluvia, que encierran áreas entre las 3000 y las 4000 hectáreas en promedio, provistos de un sistema de compuertas para la regulación del nivel de

inundación. La construcción de estos módulos de manejo habría permitido, según información presentada por Tejos et al.(1990), elevar la producción de carne de 15 – 20 kg/ha/año hasta 15 – 28 kg/ha/año, cómo se observa en la tabla 1.

Tipo de manejo de las sabanas	Extensión porcentual del área ganadera en el P.M.A.	Producción de carne (Kg/ha/año)
Tradicional (no modulado)	29,6%	15 - 20
Modulada	70,37%	15 - 28
Modulada con <i>Leersia hexandra</i> (durante el periodo seco)		32 - 50
Modulada con estrategias suplementarias de manejo (Producción potencial)	0%	70 - 125

Tabla I.1. Fuente: Tejos et al., 1990. P.M.A.: Proyecto Módulos de Apure.

Complemento del uso predominantemente ganadero del espacio, existen en la región tierras bajo agricultura ($\approx 0,1\%$), bajo bosques en galería (3,7%) y sin uso productivo (viviendas, vías carretables, etc.: 0,1%) (Tejos et al., 1990); debe considerarse, también, actividades extractivas como la explotación de maderas nativas, la explotación de carne de chigüire y la explotación de piel de babilla, además de una incipiente industria eco – turística. Esta última, que basa su potencial productivo en la conservación de los recursos faunísticos y paisajísticos locales, no ha desarrollado mayor infraestructura (hoteles, vías de acceso, etc.) y tiene un bajísimo impacto, tanto ambiental como económico y social, en la región.

2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LOS SISTEMAS A ESTUDIAR

El área de estudio, constituida por dos unidades de manejo hidrológico, se localiza en el Hato el Frío (7° 45' N, 68° 55' W) en el Estado Apure, entre los municipios de Mantecal y el Samán. Según Sarmiento (1983), forma parte de los Llanos aluviales, una vasta depresión en la parte central de los Llanos entre el piedemonte andino y las mesas, o altillanuras.

Estas unidades de manejo hidrológico, cercanas a las trece mil hectáreas, ocupan una extensión alargada en dirección SW – NE, entre el río Guarítico y el caño Macanilla; su extremo nor-oriental alcanza la margen derecha del río Apure y su extremo sur-occidental está marcado por el punto donde se encuentran los valles de los ríos que la limitan.

Como parte de las llanuras aluviales de los ríos Arauca y Apure, su caracterización puede ser bastante compleja cuando se atiende a la variedad de procesos ecológicos, pedomorfológicos y geomorfológicos, actuales y pasados, que determinan la diversidad de formas del paisaje, de suelos y de tipos de cobertura vegetal en la región.

3. OBJETIVOS DEL TRABAJO

.3.1 Objetivos generales

Los objetivos generales del presente proyecto de investigación son:

- Formular un modelo del régimen hidrológico de áreas moduladas en los Llanos inundables del estado Apure.
- Emplear el modelo desarrollado para analizar los posibles cambios hidrológicos y ecológicos introducidos por la construcción de los módulos de manejo de aguas.
- Desarrollar el modelo de manera que sirva como base de una jerarquía de modelos complementarios, relativos a otros procesos ecológicos importantes: *vgr.* la producción primaria o los ciclos biogeoquímicos, en los que el agua es el factor condicionante de mayor peso.

.3.2 Objetivos particulares

Los objetivos particulares del siguiente trabajo son:

- Identificar y caracterizar unidades ecológicas, homogéneas desde el punto de vista hidrológico, en el área de estudio.

- Construir escenarios de simulación que representen las condiciones ecológicas originales (sin modular) y actuales (moduladas) de las unidades identificadas.
- Analizar la variabilidad estacional de los componentes del régimen hidrológico: reservorios, flujos, entradas y salidas, desde el punto de vista del modelo.
- Estimar, por unidad de área, a lo largo de un ciclo anual y para unidades hidrológicamente homogéneas determinadas, los volúmenes de las transferencias de agua entre los diferentes compartimientos ecosistémicos: Suelo, vegetación, columna de agua libre y atmósfera.

4. JUSTIFICACIÓN

A partir de 1972 y a lo largo de casi toda la década siguiente, el gobierno venezolano, en consonancia con iniciativas de productores de la zona, desarrolló un ambicioso programa de modificación de las condiciones hídricas de los Llanos del Apure, con el objeto de minimizar los efectos que la alternancia de épocas severas de sequía e inundación tenían sobre la principal actividad productiva de la región: La ganadería.

Este programa consistió, fundamentalmente, en la construcción de una red de diques de tierra para el almacenamiento de aguas lluvia y, ocasionalmente, del agua de desborde de algunos caños y ríos, con el fin de elevar la productividad de los pastos, aguas arriba, y mitigar las inundaciones en las áreas localizadas aguas abajo de las unidades de manejo; una descripción más detallada de la lógica y del funcionamiento del sistema de manejo hidrológico será abordada en un próximo capítulo. No parece existir información precisa sobre la extensión de las tierras sometidas a este manejo hidrológico; según el MARNR, para 1978 el área modulada alcanzaba una extensión de 246.000 hectáreas y se planeaba la construcción de 50.000 más durante el año siguiente; López (1995) cifra en cerca de 300.000 hectáreas el área total intervenida, en tanto que Pérez Materán et al. (1980, citado por Tejos et al., 1990) indican un área inicial para el proyecto "Módulos de Apure" de 627.257 hectáreas. Sarmiento (com. pers.), por su parte, estima en cerca de un millón de hectáreas el área de Apure bajo el régimen de módulos.

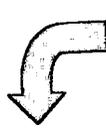
Pese a la notable amplitud del área a ser modulada y posiblemente como consecuencia de la carencia de una visión sistemática e integradora en la evaluación del

proyecto, las consecuencias ecológicas directas del programa de manejo, así como aquellas indirectas que surgen de la intensificación resultante de la explotación ganadera, no han sido claramente analizadas hasta el presente, no obstante la realización de algunos trabajos de investigación en este sentido (Bulla et al., 1980a y 1980b; López, 1995; Bastardo, 1981).

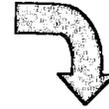
Es así que, para la comprensión de los cambios presumiblemente introducidos por los factores de disturbio considerados (modulación e intensificación del uso), se hace necesario ir más allá de los estudios sectoriales desarticulados, hacia la elaboración de un modelo conceptual sistémico global de su funcionamiento, susceptible de ser evaluado mediante simulación y validación de sus resultados. En este modelo deben integrarse diferentes escalas temporales y espaciales de análisis, explicitando los factores que modulan y conectan los procesos ecológicos más relevantes y describiendo cómo, del producto de estas interacciones, los ecosistemas se estructuran y se ubican en el espacio.

En este contexto se justifica la formulación de un modelo de balance hídrico, tanto al nivel de las unidades de manejo de aguas como de los sistemas ecológicos, este último nivel como principal preocupación del presente trabajo. Debe ser entendido, por supuesto, como un esfuerzo preliminar necesario en la construcción de modelos globales del funcionamiento y la dinámica de las sabanas inundables, asumiendo que es el agua el vector determinante de la intensidad y la estacionalidad de los procesos ecológicos a considerar en la evaluación de las modificaciones generadas por las prácticas de manejo implementadas.

5. SINTESIS METODOLOGICA



- ❖ Delimitación de los propósitos del modelo
- ❖ Delimitación del sistema a representar



Descripción e interpretación de la Complejidad espacial del Sistema

" Análisis de los procesos genéticos del sistema: aproximaciones temporales y espaciales sucesivas

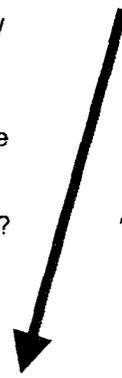


" Identificación de criterios para delimitar y caracterizar las unidades ecológicas del sistema (Unidades hidrológicamente homogéneas ó U.H.H.)



" Construcción de un mapa preliminar de U.H.H. mediante interpretación de fotografías aéreas e información cartográfica secundaria: ¿Cuáles son y donde están las U.H.H.?

" Caracterización de las U.H.H. mediante análisis de información primaria y secundaria: ¿Qué significan las U.H.H.?



Simulación del sub – modelo de dinámica vertical en cada uno de los escenarios de simulación previstos: Análisis y discusión de los resultados.

Conceptualización, construcción y análisis del modelo hidrológico: Definición de sus dominios espacial y temporal.

" Construcción del sub – modelo de Dinámica Vertical: Dominio temporal del MHG – Apure

- ⊗ Sub – sistema suelo: Conceptualización y construcción de su estructura cuantitativa
- ⊗ Sub – sistema vegetación: Conceptualización y construcción de su estructura cuantitativa

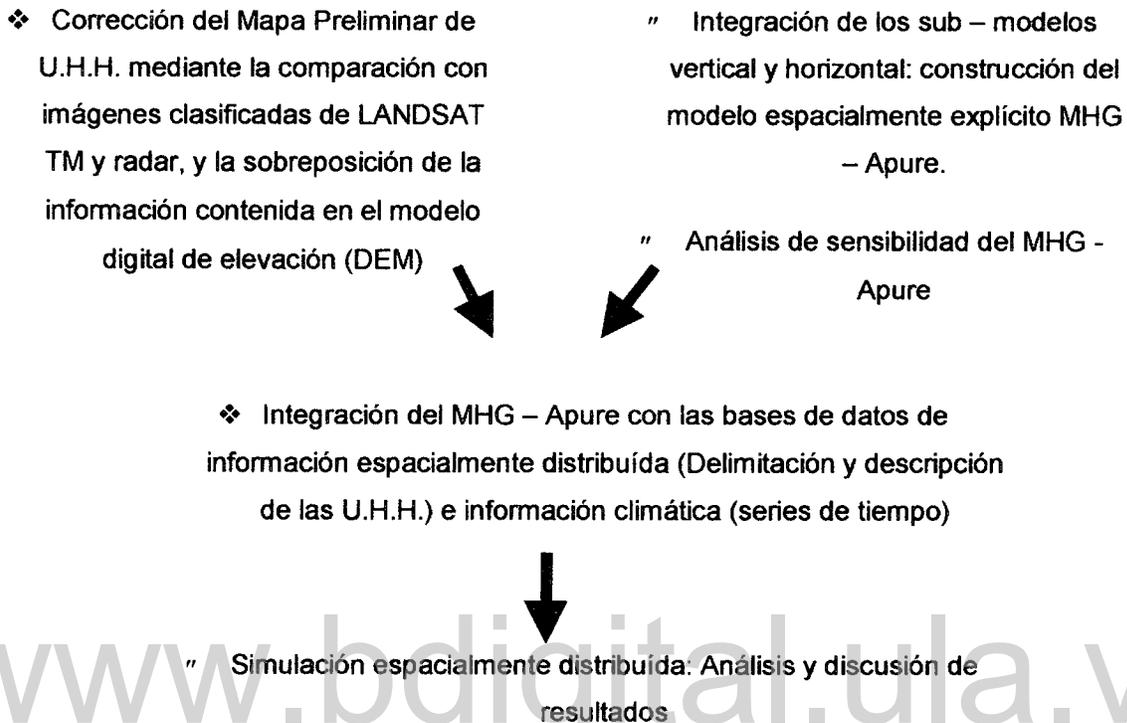


" Análisis de sensibilidad del sub – modelo de Dinámica Vertical

" Construcción del sub – modelo de Dinámica Horizontal: Dominio espacial del MHG – Apure: Conceptualización y construcción de su estructura cuantitativa

" Análisis de sensibilidad del sub – modelo de dinámica horizontal





De las acciones contenidas en el anterior diagrama de flujo, las que se encuentran resaltadas con letras azules requieren esfuerzos adicionales importantes en áreas específicas del conocimiento ajenas a la hidrología del sistema, como programación de ambientes de simulación en paralelo y procesamiento – corrección de imágenes digitales; por esta razón, consideramos que su exitoso desarrollo solo es posible en el marco de un equipo multidisciplinario de trabajo y, en consecuencia, escapa a las posibilidades de un trabajo de grado del nivel de maestría. Tales acciones quedan, pues, sujetas a una fase de desarrollo posterior.

6. INFORMACIÓN PRIMARIA Y SECUNDARIA DISPONIBLE

En el proceso de construcción de un modelo de simulación, existen dos factores determinantes que limitan dicho proceso: el estado del conocimiento que posee el modelizador sobre el fenómeno que busca representar y la información de la que dispone (tanto en términos de cantidad como de calidad) para alimentar el modelo.

Sobre el primero de estos factores, por lo general, el modelizador puede exhibir una capacidad más o menos alta de manejo, en la medida en que tenga acceso a un universo amplio de fuentes bibliográficas y/o de consulta relacionadas con el tema de interés; sobre el segundo de ellos, por otra parte, la capacidad de manejo del modelizador es mucho más baja, en la medida en que la responsabilidad de la toma de información específica del sistema a representar, a lo largo de series de tiempo lo suficientemente largas, por lo general recae en actores (investigadores y/o instituciones) ajenas al modelizador, que manejan otros marcos temporales de referencia y que hacen uso, para ello, de metodologías y conocimientos diversos y específicos.

Siguiendo este orden de ideas, realizamos un inventario de la información, tanto primaria como secundaria, disponible para el área de estudio, de manera que pudiésemos limitar las necesidades informativas del modelo, tanto en la fase que corresponde a este proyecto de tesis, como en la fase posterior de simulación espacialmente explícita, a la información de la que se dispone.

.6.1 Información primaria disponible

En el marco del proyecto "Bases ecológicas para el manejo sustentable de ecosistemas tropicales inundables" (BEMSETI) se planificó y se realizó un muestreo intensivo, para 60 puntos elegidos al azar en el área de estudio, en el que se midieron los siguientes atributos relacionados con el desarrollo del modelo de balance hídrico:

- Perfiles de textura del suelo hasta el horizonte confinante.
- Perfiles de CRH en intervalos de 0 – 20, 20 – 40 y 40 – 60 cms de profundidad, en algunos puntos de muestreo.
- Profundidad del horizonte confinante (hard – pan y/o horizonte argílico).
- Información de densidad aparente para cada tipo de textura.
- Composición florística: frecuencia y cobertura de cada especie.
- Porcentaje de cobertura vegetal y % de superficie como suelo desnudo durante la época seca (antes de las quemadas).

- Ciclo anual del contenido relativo de humedad del suelo (CHR) de 20 – 40 cms de profundidad: datos tomados en junio y noviembre de 1997, marzo, abril, mayo, agosto y noviembre de 1998.
- Profundidad de la lámina de agua, en los puntos inundados, a lo largo del ciclo anual: hay 10 reglas permanentes, a lo largo del dique, que permiten hacer mediciones mensuales del nivel de la inundación en esos puntos.
- Información sobre producción primaria aérea neta, a lo largo de dos ciclos anuales consecutivos, en sabanas hiperestacionales.

.6.2 Información secundaria existente y/o en elaboración

.6.2.1 Información cartográfica y material fotográfico.

- Mapa de unidades geomorfológicas y suelos escala 1:250.000 (ECOSA, 1980).
- Mapa de humedad superficial del suelo escala 1:25.000, basado en imágenes LANDSAT T.M. de febrero de 1988 (*).
- Mapa topográfico digital (DEM) escala 1:25.000, basado en información de campo (**)
- Mapa del ciclo anual de la inundación escala 1:25.000, basado en información de radar de 1998 (**)
- Fotografías aéreas escala 1:50.000 de 1976.
- Fotografías aéreas escala 1:25.000 de 1988.

(*) Mapas elaborados y/o en desarrollo (**) en el marco del proyecto BEMSETI.

.6.2.2 Información hidrológica y meteorológica.

La información contenida en la base de datos del Sistema Nacional de Información Hidrológica y Meteorológica SINAIHME, útil para el desarrollo del proyecto, es la siguiente:

- Datos de precipitación diaria, mensual y anual (mm) para las estaciones de:

San Fernando de Apure: serie histórica de 35 años hasta 1997; Mantecal: serie histórica de 27 años hasta 1997; Elorza: serie histórica de 28 años hasta 1997; Bruzual: serie histórica de 28 años hasta 1997; Samán de Apure: serie histórica de 29 años hasta 1997; Achaguas; serie histórica de 1970 a 1990.

- Datos de evaporación (mm), diaria, media mensual y multianual para las estaciones de:

San Fernando de Apure: serie histórica de 36 años hasta 1997; Mantecal: serie histórica de 25 años hasta 1997; Elorza: serie histórica de 24 años hasta 1997; Bruzual: serie histórica de 25 años hasta 1997.

- Datos de temperaturas diarias: promedio, máxima y mínima, horas de radiación solar y humedad relativa, diarias, medias mensuales y multianuales para las estaciones de:

Bruzual: serie histórica de 30 años hasta 1997; San Fernando de Apure: serie histórica de 36 años hasta 1997.

- Datos diarios, medios mensuales y multianuales de velocidad del viento para la estación de San Fernando de Apure: serie histórica de 35 años hasta 1997.
- Datos diarios, medios mensuales y multianuales de profundidad de la columna de agua (m) y descarga (m^3/s): promedio, máxima y mínima, para las estaciones sobre el río Apure:

Puente Remolino: Serie histórica de 1975 a 1990; San Fernando de Apure: serie histórica de 1945 a 1990; Bruzual: serie histórica de 1975 a 1990; El Samán: serie histórica de 1975 a 1990.

(PRIMERA PARTE)

**DESCRIPCION E INTERPRETACION DE LA
COMPLEJIDAD ESPACIAL DEL AREA DE
ESTUDIO**

II. GENESIS DE LOS SISTEMAS ECOLOGICOS EN EL AREA DE ESTUDIO

1. LOS PROCESOS GEOLÓGICOS

El área de estudio se encuentra sobre la llanura aluvial de los ríos Arauca y Apure, donde una compleja red de fenómenos, pasados y presentes, ocurriendo a diferentes escalas de tiempo (en el tiempo ecológico, en el tiempo geomorfológico y en el tiempo geológico), tiene una incidencia capital en la configuración actual del paisaje. Las llanuras del Apure están constituidas por sedimentos blandos del Terciario superior y del Cuaternario, depositados en una extensa cuenca de relleno progresivo y, finalmente, suavemente levantada; forman parte de la cobertura de plataforma plegada, Mesozoica – Cenozoica, sobre basamento Paleozoico – Precámbrico no diferenciado (Atlas de Venezuela, 1969, citado por Malagón y Ochoa, 1980).

Varias entidades geológicas han sido fuente de los sedimentos del área, entre ellos se destacan la Formación Mesa, de edad Pleistocénica a Plio – pleistocénica y constituida por depósitos aluviales y palustres de ambiente deltaico; el Escudo de Guyana, del Precámbrico inferior y compuesto por rocas metamórficas, con inclusiones ígneas; la Cordillera de los Andes, constituida básicamente por rocas sedimentarias en su vertiente llanera, aun que también presenta un Precámbrico metamorfozido (Malagón y Ochoa, 1980).

Para entender la dinámica geológica que determinó la naturaleza actual de los llanos del Apure, es preciso ascender a una escala espacial amplia que abarque la generalidad de los llanos venezolanos y del norte de Sur América. Los Llanos venezolanos hacen parte de un gran sistema de subsidencia, ocasionado por la orogénesis andina, que bordea la cordillera de los Andes desde Venezuela hasta Bolivia; al igual que en el Beni boliviano y en los llanos del Casanare - Arauca en Colombia, durante el período más activo de plegamiento y levantamiento de los Andes (Pleistoceno inferior a medio), que antecedió a la última glaciación, se produjeron diversas fallas, paralelas a la orientación de la naciente cordillera, las cuales alcanzaron el zócalo precámbrico (FAO, 1964, Hanagarth, 1993). Las pulsaciones de compresión que se repitieron desde el Cretácico, en tanto se levantaban los Andes, provocaron el hundimiento de una parte del antepaís; los sedimentos depositados desde el Plioceno, provenientes de los Andes, han

contribuido y contribuyen a una sobrecarga del zócalo de varios kilómetros de espesor, ocasionando tensiones y distensiones en el basamento cristalino subyacente.

Debido a esta dinámica, tuvo lugar una dislocación de los centros de levantamiento y subsidencia (Hanagarth, 1993), que se ha prolongado durante todo el Cuaternario y que ha dado origen al sistema de bloques hundidos y levantados sobre el cual se asientan los Llanos del occidente venezolano (González de Juana et al., 1980). Evidentemente, los bloques deprimidos constituyen la base geológica de las llanuras aluviales, dentro de las que se encuentra el área de estudio, en tanto que los bloques más levantados constituyen las mesetas y las altillanuras; en una posición intermedia se encuentran las llanuras eólicas localizadas en la franja entre el Meta y el Cinaruco (Sarmiento, 1983).

Dentro de la unidad aluvial, a su vez, es posible encontrar un sistema similar de levantamiento – subsidencia de bloques, cuya expresión en superficie es el cambio en el alineamiento de los drenajes y la extensión relativa de sedimentos cuaternarios de diferentes edades (ECOSA, 1980). Estos fenómenos serán tratados más ampliamente en los capítulos de hidrología y geomorfología.

2. FACTORES CLIMÁTICOS Y PALEOCLIMÁTICOS

La discusión de las características climáticas que predominan en la zona, así como de las fluctuaciones que han registrado a lo largo del Cuaternario, es relevante para entender el tipo, la velocidad y/o la extensión de otros procesos importantes en la génesis del paisaje, en la escala temporal que les corresponde, como la formación del suelo y el relieve.

.2.1 Las fluctuaciones del Cuaternario

Según Zinck (1990), COPLANARH (1973) y Hanagarth (1993), a lo largo de los últimos dos millones de años, que corresponden a la era denominada Cuaternario, ha sucedido una sucesión de fases morfogénicas, una de ellas de marcada erosión, transporte y acumulación de material, o fase rhexistásica, y la segunda, de estabilidad climática y entallo fluvial de las formas depositadas durante la fase anterior, o fase biostásica. En la tabla siguiente se presenta la cronología correspondiente a las diferentes fases del Cuaternario:

PERIODO RHEXISTASICO (Glacial o Pluvial)	PERIODO BIOSTASICO (Interglacial o interpluvial)	DENOMINACION	SIMBOLO
	Holoceno actual	-----	Q0 a
	Holoceno reciente	-----	Q0 b
Pleistoceno superior		Wurm	Q1
	Pleistoceno superior	Interglacial corto	Q1-2
Pleistoceno medio		Riss	Q2
	Pleistoceno medio	Interglacial largo	Q2-3
Pleistoceno inferior		Midel	Q3
	Pleistoceno inferior	Interglacial corto	Q3-4
Pleistoceno inferior		Guntz	Q4

Tabla II.1. Fuente COPLANARH, 1973.

Según Zinck (1980), durante las fases rhexistásicas, amplias zonas de los Andes sufrieron de un clima con lluvias violentas e irregulares, actuando sobre vertientes poco protegidas por una cobertura vegetal rala; durante las fases biostásicas, por otra parte, el clima se estabilizó y humedeció, permitiendo la formación de una cobertura vegetal más desarrollada y eventos de precipitación menos aleatorios y torrenciales.

Si bien se tiende a generalizar la prevalencia de climas secos durante los glaciares y de climas húmedos durante los interglaciares, como al parecer sucedió en los Llanos del Orinoco, en el Chaco y en el sector occidental de la Pampa (Sarnthein, 1978, citado por Sarmiento, en prep.), también es posible que otras áreas, hoy bajo un régimen árido o semiárido, hayan tenido climas más húmedos durante las etapas glaciares, como es el caso del altiplano puneño (Sarmiento, en prep.; Adams & Faure, 1999).

Para el caso de los Llanos del Apure, particularmente, las evidencias geomorfológicas tienden a mostrar que, a lo largo del cuaternario, la formación del relieve estuvo profundamente influenciada por la ocurrencia de fuertes fluctuaciones climáticas, con fases secas coincidentes con los períodos glaciares en los altos Andes, y fases húmedas coincidentes con los interglaciares (Zinck, 1980).

.2.2 El clima actual de las llanuras del Apure

El clima actual se empezó a configurar hace cerca de 14000 años, marcando el inicio del período conocido como Holoceno (Elliot, 1997) y determinando la distribución presente de los ecosistemas. Así, las sabanas de hoy ocurren bajo condiciones climáticas que incluyen una marcada estacionalidad de las precipitaciones, régimen megatérmico estable y una alta demanda evaporativa atmosférica; estas características se asocian a los tipos Am y Aw de la clasificación climática de Köppen, que corresponden, respectivamente, a los climas tropicales megatérmicos de monsoon y húmedo – seco (Nix, 1983).

.2.2.1 El régimen de precipitaciones

Para la región de los llanos del Apure, la precipitación anual fue estimada por ECOSA (1980), a partir de un período de referencia promedio de 10 años, registrados en 17 estaciones diferentes, e indicó una amplia variabilidad regional: 1300 mm/año en San Fernando de Apure a 2760 mm/año en El Nula, mostrando un incremento de la pluviosidad en dirección este – oeste. Para la zona correspondiente al Hato el Frío, específicamente, el régimen de precipitación se estima a partir de un período de referencia de 26 años, de la información de la estación pluviométrica de Mantecal (SINAIHME). Los resultados correspondientes a las medias mensuales de precipitación y sus respectivos rangos interanuales de variación aparecen en la Figura II.1.

Según ECOSA (1980), el comportamiento regional de las precipitaciones, con un incremento en el sentido este – oeste, se explica por que la zona occidental del Bajo Apure está afectada en mayor medida por la presencia de la cordillera de los Andes, la cual opone una barrera al movimiento de los alisios del SE, los obliga a elevarse y los enfría adiabáticamente, generando zonas convección orográfica con el consecuente aumento de las lluvias en el área de influencia.

El comportamiento temporal de las precipitaciones, por otra parte, obedece a la activación de los alisios del SE, durante el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) hacia el hemisferio norte, presentando un pico máximo en Junio – Julio coincidente con el máximo desplazamiento de la ZCIT hacia el trópico de Cáncer (Riehl, 1977). Según Sarmiento (1986b), a este régimen monomodal de precipitaciones,

con un pico máximo a mediados del año y una fuerte estacionalidad, se le conoce como el patrón llanero y obedece a dos tipos diferentes de fenómenos climáticos:

- El primero de ellos es la aparición de sistemas convectivos locales que se alimentan de la mayor energía incidente durante el paso de la normal solar sobre el área, cuando la ZCIT se desplaza hacia el norte, luego de cruzar el Ecuador, y cuando regresa hacia el sur, antes de cruzar el Ecuador; pese al comportamiento monomodal general de las precipitaciones y en virtud de su origen, este fenómeno tiene dos momentos de máxima expresión.
- El segundo de ellos es un sistema climático de mesoescala (Riehl, 1977) que se alimenta de la diferencia de calor entre los dos hemisferios, cuando la ZCIT alcanza el límite inferior de las latitudes templadas, e induce la mayor actividad de los alisios del SE. Estos vientos de la tropósfera inferior, que viajan en dirección SE – NW desde la zona de altas presiones sobre el trópico de Capricornio hacia la latitud sobre la que se encuentra la ZCIT, se calientan y se humedecen en el trayecto, para después encontrarse con la barrera orogénica de los Andes, elevarse, enfriarse y liberar parcialmente la humedad contenida como precipitación. Como consecuencia de su origen, tiene un pico único durante la fase más acentuada del invierno austral en los meses de junio y julio.

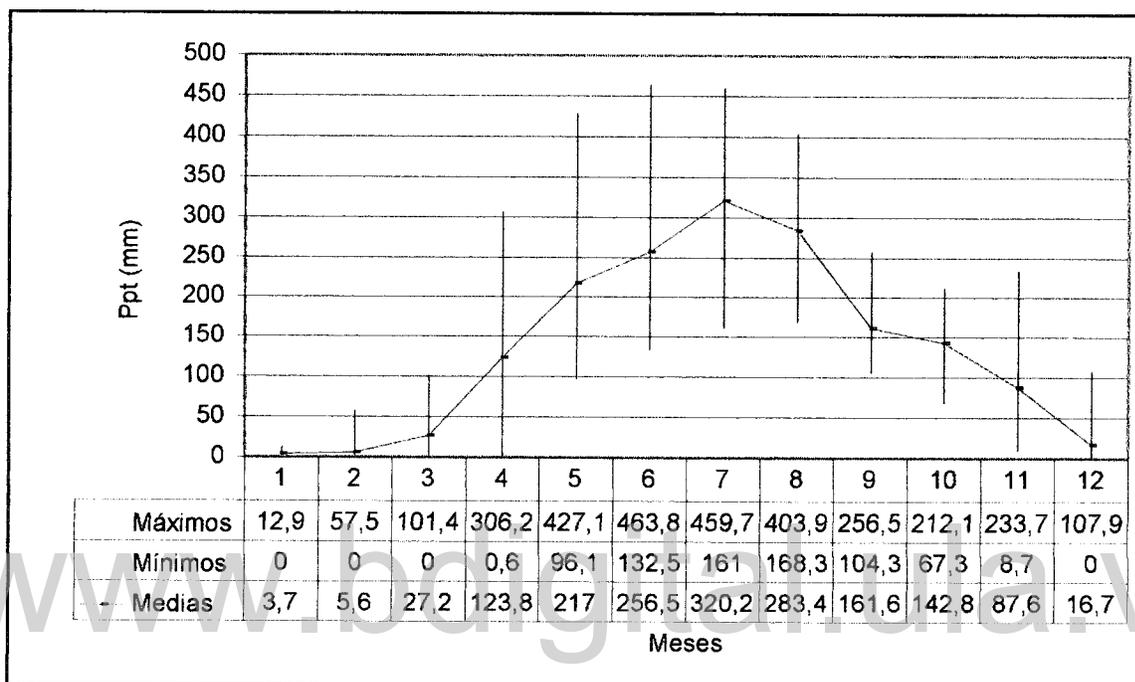


Figura II.1. Régimen anual de las precipitaciones en el área de estudio; las líneas verticales denotan la amplitud del rango de variación interanual de cada valor medio mensual. Fuente: SINAIHME, Estación climatológica de Mantecal.

.2.2.2 El régimen térmico

El régimen de temperaturas del área de estudio es isohipertérmico, con temperaturas medias que oscilan alrededor de los 26°C ($\pm 1,5^{\circ}\text{C}$), temperaturas máximas alrededor de 32°C y temperaturas mínimas alrededor de 23°C (ECOSA, 1980). La figura II.2. representa el comportamiento promedio anual de la temperatura en dos estaciones cercanas al Hato del Frío.

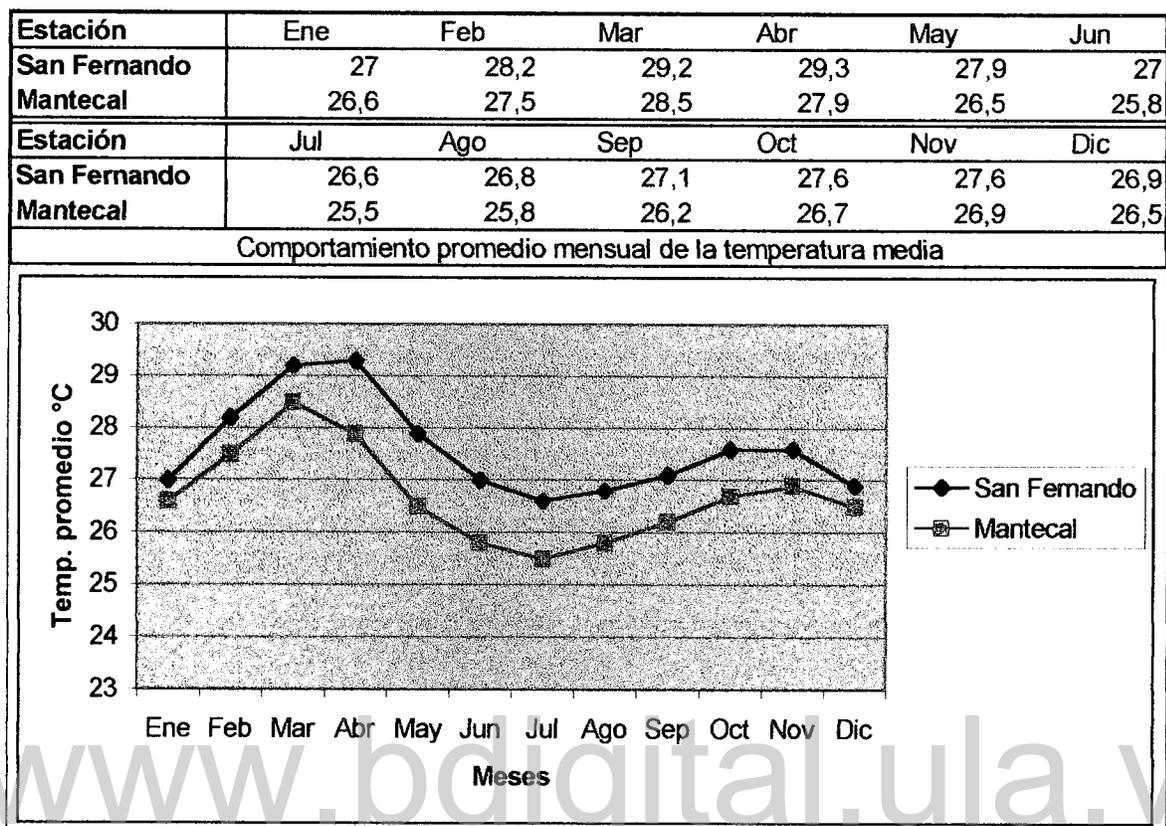


Figura II.2. Variación promedio de la temperatura en el área de estudio. Fuente ECOSA, 1980.

Según ECOSA (1980), el comportamiento general de la temperatura a lo largo del año es similar para todas las estaciones del Bajo Apure, pero se observa un aumento progresivo, en dirección oeste – este, de los valores máximos, mínimos y medios de esta variable; la causa de tal fenómeno se atribuye a la influencia combinada de la latitud y del aumento de la radiación incidente, como consecuencia de la menor pluviosidad (menor nubosidad) que se registra en el sector este.

Si bien la oscilación térmica de las medias mensuales es muy poco conspicua, como corresponde a un clima tropical, son notables los contrastes térmicos durante los ciclos diarios, cuyos intervalos van de 7°C, durante la época de lluvias, a 10°C durante la época seca; esta amplitud es un poco más notable al este de la región y se correlaciona positivamente con el comportamiento regional de la temperatura del que se habló anteriormente.

Por otra parte, la curva media mensual de la evapotranspiración potencial (ETP) en el área de estudio (calculada como la evaporación en tina tipo "A" corregida por un factor de 0.8) muestra variaciones importantes entre los valores estimados para los diferentes meses y alcanza valores acumulados anuales en el intervalo de 1600 mm, en la zona occidental del Bajo Apure, a 2800 mm en la zona oriental.

Evidentemente, la distribución espacial de los valores de la ETP se correlaciona positivamente con la variación espacial de la temperatura y, de la misma manera, la curva temporal de la ETP se correlaciona positivamente con esta misma variable. Sin embargo, no es posible atribuir oscilación intermensual, representado en la figura II.3., solamente a la progresión anual de la temperatura; es necesario incluir otras variables, como la velocidad del viento y la carga de humedad del aire, las cuales, en conjunto con la temperatura, constituyen los principales factores que regulan la demanda evaporativa atmosférica.

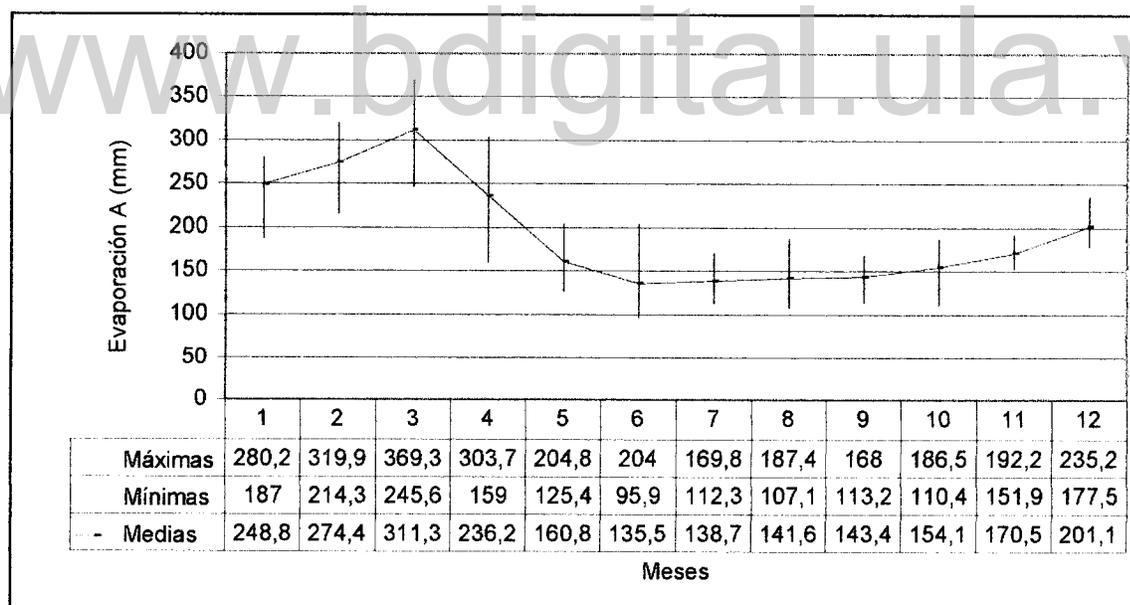


Figura II.3. Fuente: SINAIHME, Estación de Mantecal.

3. PROCESOS HIDROLÓGICOS

El área de estudio está localizado al sur del río Apure, haciendo parte de los 161.000 km² que conforman la cuenca de captación de este gran río venezolano. Los Llanos del

Apure, pertenecientes a la vertiente occidental del río Orinoco, han sido divididos en dos grandes áreas de características hidrográficas diferenciadas: La zona al sur del sistema Capanaparo – Arauca, con drenajes encajonados y recorridos estables, y la zona al norte de este mismo sistema, dentro de la cual se halla el área de estudio, que se caracteriza por la inestabilidad en el recorrido de los drenajes y cuyos principales ríos son el Apure y el Arauca (ECOSA, 1980).

Los principales cursos de agua rodeando el área de estudio son los ríos Apure y Guaritico y el caño Macanillal, aun cuando dentro de la misma es posible encontrar una red no muy compleja de pequeños caños drenando las sabanas interiores en dirección de estos cursos. Si bien los caños que drenan los módulos del Hato del Frío, desembocan en última instancia en el río Apure, también hacen parte de la cuenca del río Arauca, cuya extensión se calcula en 30.700 km².

Según información cartográfica presentada por ECOSA (1980), estos cursos llaneros son, a su vez, afluentes del río Arauca; el río Guaritico, por ejemplo, nace como un brazo del Arauca en el sector occidental de la región del Bajo Apure, mientras que el Macanillal surge como una afluencia del Caño Caicara, el cual es, también, una afluencia de segundo orden del río Arauca. Desde esta perspectiva puede considerarse que las cuencas de captación de los ríos Apure y Arauca conforman una sola unidad hidrográfica, al menos en sus cursos bajos, y que el área de estudio se puede caracterizar, hidrográficamente, como parte del complejo sistema de canales que los conectan.

Es fácil observar que la dirección del drenaje, para los ríos de la vertiente sur del río Apure, sigue la pendiente general del área, de SW a NE, aún cuando en la llanura del Apure también se presentan zonas donde la dirección predominante es este – oeste (E – W) y ENE - WSW. Según ECOSA (1980), tal variación en la pendiente general de las zonas y en la dirección de los drenajes obedece a un sistema de fallas, semiparalelas y paralelas a la orogénesis de los Andes venezolanos, que ha determinado una dinámica de bloques separados, algunos hundidos y otros levantados y basculados, cuya expresión más evidente en superficie es la alineación en la dirección de los cuerpos de agua. Como consecuencia de esto también es posible encontrar zonas de explayamiento de los ríos, cuando el cauce hace la transición de una zona levantada a otra deprimida (Feo Codecido, 1972).

.3.1 El régimen estacional de los ríos y caños

Los ríos de la zona del Bajo Apure manifiestan variaciones bastante amplias de caudal a lo largo del año, paralelamente a la oscilación del régimen pluviométrico, tal como se observa en la figura II.4. para el Río Apure. Desde el punto de vista del uso del recurso hídrico y de su manejo, un intervalo de variación tan amplio sugiere condiciones de déficit hídrico en la región, durante el estiaje, y posibles condiciones de inundación durante la época seca, lo que por supuesto limita seriamente el uso productivo del espacio (Zinck, 1982).

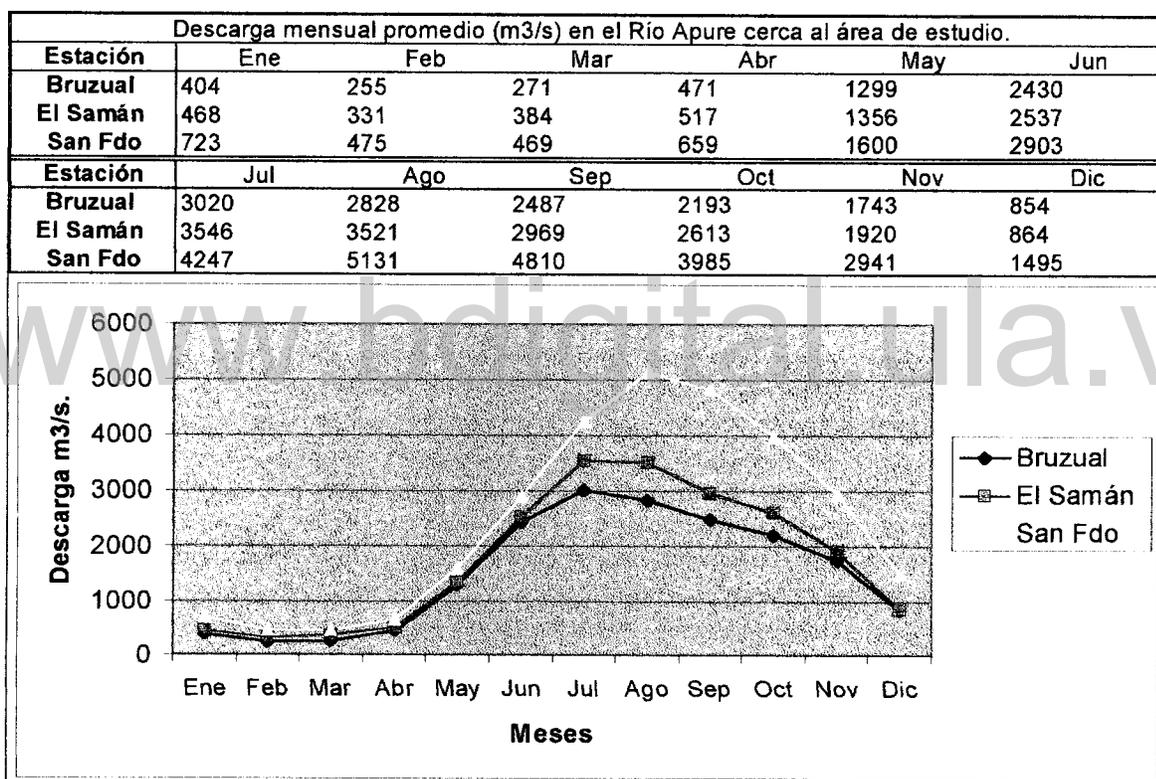


Figura II.4. Fuente: JICA, 1991. Descarga mensual promedio (m³/s) del río Apure en tres localidades próximas al área de estudio.

Grosso modo, los drenajes superficiales en la región pueden dividirse en dos tipos, según la estacionalidad de su caudal: cursos permanentes y cursos estacionales. Los primeros de ellos, generalmente los ríos de origen andino y sus difluentes de primer orden, se caracterizan por llevar agua durante todo el año; los segundos, generalmente los caños que nacen en las sabanas y que drenan los esteros y bajíos, así como los

difluentes de segundo y tercer orden, sólo llevan agua durante los meses de invierno y los primeros meses del verano (ECOSA, 1980).

Pese a que esta clasificación de los drenajes es ampliamente aceptada, no refleja toda la diversidad de cauces posibles en la región. Aún cuando no existe bibliografía al respecto, es fácil observar que la diversidad de cauces y su comportamiento temporal responde también, no sólo a su origen andino o llanero, sino a variables como la extensión del área que drenan, al origen del lecho que ocupan (como productos de la erosión regresiva sobre las sabanas, como brazos abandonados los ríos de la región; etc.), a la edad de los sedimentos que cortan y, en el caso de las difluencias, a la magnitud del cauce del cual se derivan (Sarmiento, com. pers.).

.3.2 Los desbordamientos y la inestabilidad de la red fluvial

Los cursos de agua (ríos y caños) de la zona norte las llanuras del Apure caben muy bien dentro de la definición de "ríos de planicie aluvial" de Zinck (1982): *"En primer lugar, la pendiente de los ríos de llanura es generalmente ínfima, del orden de algunos centímetros por kilómetro de distancia. En estas condiciones, el flujo del agua tiene poca velocidad y su competencia de transporte se reduce, a partir de poca distancia del piedemonte hacia llano adentro, al traslado de grava fina, arena y una gran cantidad de asolves en suspensión... Como consecuencia de la debilidad general de la pendiente del terreno... el trazado de los ríos describe innumerables meandros, que contribuyen a alargar su recorrido... Son muy frecuentes los cambios de curso... la acumulación de sedimentos en sus orillas provoca un sobrealzamiento paulatino del cauce, por encima de las áreas adyacentes, acentuando la inestabilidad normal de los cursos llaneros y trayendo como consecuencia la frecuente ocurrencia de los desbordamientos generalizados o las rupturas de las riberas... Dicha evolución explica la multiplicidad de confluencias y difluencias que conforman un intrincado sistema de amplios deltas interiores en los llanos."*

Una característica relevante del comportamiento hidrográfico del sector es la poca competencia y la baja efectividad de drenaje que caracteriza los caños y ríos de la planicie aluvial del Apure, lo cual se debe a la debilidad de la pendiente del área y al efecto de represamiento que ejercen los ríos de la región sobre sus afluentes (Zinck,

1982; ECOSA, 1980). Además, algunos de ellos no son verdaderos drenajes sino que existen como antiguos brazos del Apure o del Arauca ocupando, consecuentemente al sobrealzamiento del lecho que sufren los ríos andinos por el depósito de sus sedimentos a lo largo de su eje, un nivel superior al nivel general del paisaje; todo esto, en conjunto, determina una alta incidencia de desbordamientos de los cuerpos de agua durante la época de lluvias.

No existen indicios de fenómenos frecuentes de desbordamiento del Guaritico o del Macanillal, en el área de los módulos del Hato del Frío, si bien algunos habitantes de la región hablan de una ruptura de dique del Guaritico, durante la época de lluvias, que permitiría que las aguas de éste fluyan hacia el módulo sur – occidental del área de estudio. Esta información aún no ha sido verificada en campo; sin embargo, no se descarta que una fracción importante del agua de inundación tenga, como origen, el exceso de precipitación durante la estación húmeda.

4. GEOMORFOGÉNESIS

Otra escala espacio – temporal de la génesis del paisaje, en el área de estudio, corresponde a los procesos geomorfológicos de sedimentación y erosión de los depósitos aluviales, los cuales responden de manera clara a las oscilaciones climáticas cuaternarias. Así, por ejemplo, en las llanuras del estado Apure es posible observar formas de relieve características de la sedimentación eólica (médanos y loes), en la dirección de los vientos dominantes durante el estiaje (Nor – este), coincidentes cronológicamente con las fases climáticas más secas del Cuaternario; estas formas de relieve, sin embargo, son poco conspicuas en el área de estudio, donde aparecen semi – enterradas bajo sedimentos aluviales posteriores o fuertemente erosionadas (Schargel y González, 1972).

.4.1 La génesis del relieve aluvial actual

El perfil transversal de un valle fluvial está caracterizado por una secuencia de niveles topográficos diferenciables por la edad relativa de sus sedimentos; por otra parte, los niveles adyacentes al cauce actual del río: las llanuras de inundación, corresponden a áreas sumergidas con cierta periodicidad por desbordamiento fluvial. Además, cada nivel,

de modelado aluvial actual o fósil, puede subdividirse en unidades taxonómicas de nivel inferior correspondientes a las formas de terreno que se presentan en la Tabla II.2 y en la Figura II.5.

Forma Fisiográfica	Posición Geomorfológica	Textura del Material
Dique	Alabardón de orilla	Franco arenosa y franco arcillo arenosa
Banco	Napa de desborde	Franco limosa y franco arcillo limosa
Bajío	Cubeta de desborde ó depresión lateral	Arcillo limosa y arcilla fina
Estero	Cubeta de decantación ó depresión marginal	Arcillosa muy fina
Forma Fisiográfica	Clase de Drenaje	Origen de los Sedimentos
Dique	Bien drenado	Aportes longitudinales lejanos, provenientes de los Andes. Materiales frescos.
Banco	Bien a moderadamente bien drenado	
Bajío	Moderadamente bien a imperfectamente drenado	
Estero	Pobrementemente drenado	

Tabla II.2. Tomado de Zinck, 1980.

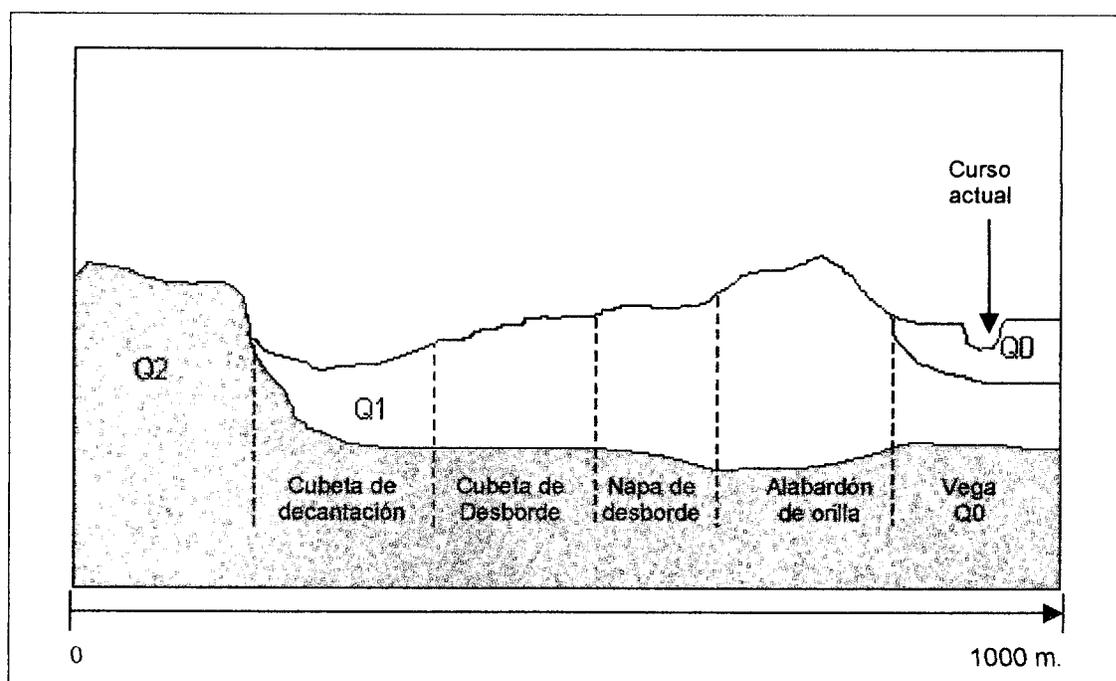


Figura II.5. Tomado de Zinck, 1980.

Si bien en el área de estudio no es posible hablar de terrazas, en el sentido geomorfológico de niveles topográficos con talud y reverso, si es posible distinguir capas de sedimentos de edad relativa y material diferente que pueden aflorar o estar fosilizados por depósitos posteriores, dependiendo de si el proceso tectónico reciente los ha levantado o deprimido con respecto al nivel general del paisaje. Sobre estas capas de sedimentos, los ríos han cumplido una doble función de disección y enterramiento, desarrollando todo el perfil transversal característico de una llanura de inundación. Que el río entalle o deposite depende de la posición de los sedimentos anteriores con respecto a su nivel de base (corte si están más altos que éste, enterramiento si están por debajo) y de los ciclos climáticos cuaternarios (de rhexistasia o de biostasia) que determinan la capacidad de erosión y carga de sedimentos de los ríos, así como la frecuencia y la extensión de los desbordamientos (Hanagarth, 1993; COPLANARH, 1973).

El corte transversal de una llanura de inundación, idealizado como modelo, revela una secuencia de varias formas de terreno que reflejan un proceso de segregación granulométrica perpendicular a la dirección del valle. Al salirse de cauce, en fase de creciente, por ruptura puntual de una orilla cóncava o por desbordamiento general, el río abandona en primer lugar los sedimentos más gruesos, arenas y gravas, por efecto del

exceso de carga y por disminución de su competencia, formando así un dique axial o albardón de orilla. Parte de las demás partículas transportadas, esencialmente las limosas, se depositan en los sitios intermedios, ó napas de limos de desbordamiento adventicios al cauce, donde son retenidas por la cubierta vegetal que frena el movimiento del agua de desborde; finalmente, en la posición más alejada con relación al eje de alimentación del sistema, se sedimentan por levigación las partículas más finas, constituyendo la cubeta de decantación (Zinck, 1980).

En las planicies aluviales es posible encontrar otras geoformas que, si bien comparten algunas características con las llanuras de inundación, presentan variaciones importantes; las planicies de explayamiento, por ejemplo, con pendientes superiores a las que presentan las planicies de desborde, suelen presentarse en áreas donde cambia de pendiente el perfil longitudinal del río, y, en vez de un eje, presentan varios ejes longitudinales de deposición que corresponden a los varios brazos en los que el río puede dividirse. La planicie deltaica presenta, por otra parte, pendientes generales menores a las de las planicies de inundación y sus condiciones deposicionales se asocian al represamiento ejercido por el desborde de otro río, por una laguna o por el mar, adoptando una morfología compleja que obedece a múltiples brazos deltaicos, cada uno con sus napas de desborde y cubetas de decantación.

Finalmente, un explayamiento de salida o de ruptura es una forma de acumulación con un punto de origen bien localizado que le dá forma de abanico; su granulometría es predominantemente gruesa y la denominación “de ruptura” o “de salida” obedece a que, en el primer caso, implica el rompimiento del albardón del río mientras, en el segundo caso, el río no posee albardón (COPLANARH, 1973). En este punto es necesario mencionar que la generalidad de los ríos de origen llanero no poseen albardón de orilla (Hanagarth, 1993), a excepción de aquellos tramos en donde han capturado un lecho antiguo, un brazo deltaico o un meandro abandonado de un río de origen andino (ECOSA, 1980)

Una vez estas formas de relieve son abandonadas por el río, al cambiar éste de curso, comienza un proceso de redistribución del material sedimentado y de desmantelamiento de las formas de relieve por efecto de la erosión eólica, de la disección fluvial (erosión regresiva durante la formación de caños llaneros), de los movimientos en

masa, de la erosión laminar o de la erosión difusa (erosión pluvial). Así, procesos de formación y de descomposición de las formas del paisaje suceden a un mismo tiempo, determinando una gran heterogeneidad espacial y celeridad en la dinámica geomorfológica y edáfica (ECOSA, 1980).

Combinando el modelado fluvial y pluvial con los procesos orogénicos y los ciclos climáticos, en las llanuras del Apure se han diferenciado grandes tipos de paisajes. ECOSA (1980) reconoce seis grandes medios o paisajes geomorfológicos que, en conjunto, caracterizan estas planicies; de todos ellos, el área de estudio corresponde a la unidad de Llanuras aluviales de desborde del Pleistoceno superior al Holoceno (Q2 al Q0).

.4.2 Ciclos morfogenéticos sucesivos

El área de estudio se localiza sobre llanuras aluviales recientes de desborde, al norte del sistema Arauca – Cunaviche y en las que los afloramientos más antiguos, Q2 y Q1, aparecen en forma discontinua, como pequeñas islas rodeadas por sedimentos más recientes. Como consecuencia de la evidente disminución de la competencia de los ríos durante las últimas etapas del Cuaternario, los sedimentos holocénicos forman franjas angostas de complejos de orillares¹, con excepción de aquellas zonas en las que dominan en superficie, posiblemente zonas de subsidencia local donde los ríos se exhiben en varios brazos deltaicos y de desbordamiento.

A continuación se reproduce, esquemáticamente, los procesos morfodinámicos que conducen a la formación de un valle, entallando una napa aluvial pre – existente (Zinck, 1980):

- El curso de agua realiza una incisión lineal en la superficie de la acumulación aluvial. El fondo plano del entallo está restringido a una faja estrecha y discontinua; sus sinuosidades coinciden sensiblemente con las del cauce, correspondiendo a meandros encajonados.

¹ Se define así los depósitos actuales de un río, generalmente en las orillas convexas, caracterizados por una topografía con ondulaciones irregulares y una yuxtaposición de varias formas aluviales: diques, cubetas, napas, lo que le confiere a estas acumulaciones texturas muy variables (COPLANARH, 1973).

- La migración lateral de los meandros produce un ensanchamiento del simple entallo lineal original, conduciendo a la formación de una vega o llanura aluvial de desborde, que el río inunda anualmente o, por lo menos, decenalmente. La vega aparece delimitada por los rebordes de la superficie anterior entallada y transformada en un nivel de terraza. Los meandros describen curvaturas independientes de las sinuosidades de las márgenes de la vega, transformándose en meandros libres.
- La migración longitudinal del meandro, correspondiendo a un desplazamiento aguas abajo, se manifiesta por un estrechamiento del lóbulo del meandro. Las curvaturas de los meandros siguen exagerándose, mientras que las sinuosidades de las márgenes de la vega se atenúan.
- El estrangulamiento del pedúnculo origina la formación de un meandro abandonado. La vega se transforma en un cajón calibrado, uniformemente ancho, muy poco sinuoso, delimitado por las migraciones laterales máximas alcanzadas por los meandros.

Estos procesos de entallo fluvial se han realizado varias veces, durante el Cuaternario, siguiendo cada vez a un período de acumulación aluvial; el resultado de esta secuencia es la formación del sistema de terrazas, cuando sucede en un ambiente encajonado como los gráben longitudinales de los Andes, o la formación de extensas llanuras aluviales como en el caso de los Llanos de Apure.

Los períodos de acumulación de material, como se mencionó con anterioridad, coinciden con los períodos de mayor actividad glacial y están marcados por la ocurrencia de deposiciones voluminosas, algunas de ellas catastróficas, del tipo de lavas torrenciales, deslizamientos y coladas de barro de gran magnitud. Estos fenómenos se han relacionado con el eventual desplazamiento hacia el sur de las trayectorias ciclónicas que, actualmente, pasan al norte de Venezuela sobre el mar Caribe (Tricart y Milliés – Lacroix, 1962); sin embargo, no puede desconocerse la influencia que, sobre éstos eventos, ha tenido la actividad tectónica cuaternaria, asociada con las fases más activas de la orogénesis andina (González de Juana et al., 1980).

5. PROCESOS PEDOGENÉTICOS

.5.1 Principales factores de la pedogénesis.

Se acepta comunmente que la génesis y la evolución de los suelos, en una región determinada, obedece a tres tipos básicos de procesos físicos, químicos y biológicos: adiciones de materiales minerales y orgánicos en formas sólidas, líquidas y gaseosas, pérdidas y transferencias. Sobre estos procesos influyen, de manera notable, factores pasivos como el material parental, el relieve y el tiempo, así como factores activos: clima y organismos (Fitz Patrick, 1974), de los cuales se ha hablado en capítulos anteriores. A continuación se presenta una discusión más detallada de la incidencia de estos factores, activos y pasivos, sobre la pedogénesis en el área de estudio.

Se asume, por lo general, que los suelos de la región responden, claramente, a su posición en el gradiente topográfico determinado por los procesos geomorfológicos de sedimentación aluvial; así, por ejemplo, los suelos de banco tendrían una textura de gruesa a media (FL a FAL); los suelos de napa de explayamiento y desborde, texturas medias a moderadamente finas (FL a FA – F – FAa); los suelos de cubeta de desborde y de decantación, texturas finas a muy finas; y los suelos de complejo de orillar, texturas gruesas estratificadas (Schargel y González, 1972).

Sobre el esquema de diferenciación pedogenética en función de la unidad geomorfológica, se superpone la incidencia del tiempo para originar una individualización de suelos con base en su grado de desarrollo; así, se observa una predominancia de entisoles e inceptisoles sobre los depósitos aluviales del Q0, de inceptisoles y alfisoles sobre el Q1, de alfisoles y vertisoles sobre el Q2 y de ultisoles sobre el Q3 (ECOSA, 1980); es notable la temprana aparición de alfisoles en el gradiente temporal (sobre Q1) de la zona, adjudicable a la acentuada estacionalidad climática que determina rápidos procesos de iluviación de arcillas y de transformación química de los minerales primarios. En el área de estudio los ultisoles pueden aparecer como suelos enterrados a escasa profundidad, de coloración rojiza por la presencia de plintita, incidiendo de manera notable en el comportamiento hidrológico de los suelos en superficie (Malagón y Ochoa, 1980).

Otras características relevantes de los suelos aluviales del bajo Apure, observables en la nomenclatura de los tipos de suelos (Schargel y González, 1972; Malagón y Ochoa, 1980), responden a factores del régimen térmico e hídrico regional y, por lo tanto, son comunes a la generalidad de las unidades edáficas de la zona, independientemente de su ubicación en el gradiente topográfico de la llanura de inundación. Los suelos del área, según Malagón y Ochoa (1980), se presentan en general fuertemente desaturados, muy posiblemente debido a la lixiviación durante la estación húmeda y a la marcada pobreza de los sedimentos que constituyen el material parental. Algunas de estas características aparecen en la Tabla II.3.

Existe, además, una marcada heterogeneidad espacial en la riqueza relativa de los sedimentos, de manera que los sedimentos transportados por los ríos andinos son menos oligotróficos que los sedimentos transportados por los ríos y caños de origen llanero, y los sedimentos cuyo origen en los Andes está más cerca al área de depósito, menos pobres que aquellos de origen menos cercano (ECOSA, 1980). Un impacto notable en el estatus nutricional de los suelos tendría el régimen megatérmico que caracteriza el clima de las sabanas tropicales y que condiciona la rápida transformación de las arcillas del tipo 2:1 (arcillas frescas) al tipo 1:1; éstas últimas, debido a su estructura y a la distribución de sus cargas, tienen una menor capacidad de intercambio de cationes (menos de $40 \mu\text{eq.g}^{-1}$) y, consecuentemente, una menor capacidad para retener los nutrientes en el perfil edáfico, favoreciendo las pérdidas por lixiviación (Montgomery y Askew, 1983). A manera de una reacción en cadena, la pérdida de los cationes acidifica el suelo, fomenta la liberación de Aluminio intercambiable, hasta la toxicidad, y estimula la inmovilización del fósforo, agudizando las condiciones de oligotrofia previas (Malagón, 1995).

La materia orgánica en estos suelos es baja, en el orden de 1.2 a 2.0%, y positivamente correlacionada con la productividad primaria (Montgomery y Askew, 1983); esta bajo porcentaje de M.O. en el suelo responde, al parecer, a la acelerada descomposición de la necromasa subterránea, al final de la época húmeda, inducida por las altas temperaturas y por especiales adaptaciones del sistema descomponedor a la escasez de nutrientes (Sarmiento, com. pers.).

Por otra parte, la formación de horizontes argílicos por iluviación², característica de un clima edáfico con una marcada estacionalidad hídrica (Malagón, 1995), es una propiedad relevante en los alfisoles y ultisoles del área de estudio (ECOSA, 1980, Berroterán, et al., 1982; Malagón y Ochoa, 1980); en las condiciones climáticas de las llanuras aluviales del Apure, estos horizontes argílicos suelen aparecer asociados a la presencia de ferragilanes y óxidos de hierro, de coloraciones pardo – rojizas, cuyas características varían al hacerse más pronunciado el hidromorfismo estacional y pueden dar origen a materiales plintíticos. La cementación plintítica de las arcillas del horizonte argílico, finalmente, acentúa el hidromorfismo edáfico, configurando un horizonte casi impermeable o capa confinante, y determinando la aparición de napas freáticas colgantes cerca de la superficie del suelo (Malagón, 1995).

www.bdigital.ula.ve

² Migración mecánica de las arcillas hacia profundidad, formando un horizonte de iluviación, durante la cual sufren procesos de floculación, agregación y cementación. (Malagón, 1995).

Principales características de los suelos de Bruzual y Mantecal					
Posición Fisiográfica	Subgrupo	Drenaje		pH	
		Interno	Externo	Superficie	Profundidad
Banco alto	Ultic Haplustalf	Mediano	Mediano	5.1 a 5.5	4.5 a 5.0
	Psammentic Haplustalf	Rápido	Mediano	5.6 a 6.0	4.5 a 5.0
	Aquic Ustipsamment	Moderado a lento	Moderado	4.5 a 5.0	4.5 a 5.0
Banco bajo	Aquic Haplustalf	Mediana	Mediana	5.1 a 5.5	5.6 a 6.0
	Aquultic Haplustalf	Moderado a lento	Moderado	5.1 a 5.5	5.1 a 5.5
	Aeric Tropaqualf	Lento a muy lento	Moderado a lento	< 4.5	5.1 a 5.5
Bajo	Vertic Tropaqualf	Muy lento	Muy lento	4.5 a 5.0	5.6 a 6.0
	Udorthentic Pellustert	Muy lento a nulo	Muy lento	< 4.5	< 4.5
	Aeric Tropaqualf	Muy lento	Muy lento	4.5 a 5.0	5.6 a 6.0
	Typic plinthaquilt	Lento	Lento	4.5 a 5.0	4.5 a 5.0
Estero	Udorthentic Pellustert	Muy lento a nulo	Nulo	< 4.5	4.5 a 5.0
	Entic Pelludert	Muy lento a nulo	Nulo	< 4.5	4.5 a 5.0
Dique Natural de cauce activo no inundable	Aquic Fluventic Dystropepts	Lento	Mediano	6.1 a 6.5	5.6 a 6.0
Dique nat. de cauce activo inundable	Aeric Tropaquept	Lento	Lento	5.6 a 6.0	6.6 a 7.3
Posición Fisiográfica	Subgrupo	% Materia orgánica	CIC (me/100 gr)	Fertilidad natural	
Banco alto	Ultic Haplustalf	2.0 a 2.5	6 a 12	Baja	
	Psammentic Haplustalf	< 1.0	< 6	Muy baja	
	Aquic Ustipsamment	1.0 a 1.5	< 6	Muy baja	
Banco bajo	Aquic Haplustalf	2.0 a 2.5	6 a 12	Baja	
	Aquultic Haplustalf	2.0 a 3.0	6 a 12	Baja	
	Aeric Tropaqualf	1.5 a 2.0	6 a 12	Baja	
Bajo	Vertic Tropaqualf	3.0 a 3.5	12 a 20	Baja	
	Udorthentic Pellustert	7.0 a 8.0	> 35	Baja	
	Aeric Tropaqualf	2.5 a 3.0	6 a 12	Baja	
	Typic plinthaquilt	< 1.0	< 6	Muy baja	
Estero	Udorthentic Pellustert	7.0 a 8.0	> 35	Baja	
	Entic Pelludert	7.0 a 8.0	> 35	Baja	
Dique Natural de cauce activo no inundable	Aquic Fluventic Dystropepts	2.0 a 2.5	20 a 25	Mediana	
Dique nat. de cauce activo inundable	Aeric Tropaquept	2.0 a 2.5	20 a 30	Mediana	

Tabla II.3. Fuente: Schargel y González, 1972

.5.2 Procesos y resultados de la morfogénesis

La dinámica general de morfogénesis, que involucra deposición, erosión y enterramiento de capas de sedimentos, en la que las formas resultantes de las llanuras de inundación de los ríos se superponen unas a otras en el espacio y a lo largo del tiempo, tiene una incidencia capital sobre la génesis de los suelos del sector; por ejemplo, durante las fases rhexistásicas, de mayor potencial erosivo de los cauces y mayor arrastre de sedimentos, la pedogénesis se vé interrumpida por el sepultamiento constante de los suelos en desarrollo. Durante las fases biostáticas, por el contrario, el tiempo de exposición de las capas de sedimentos en superficie permite que los suelos avancen hacia etapas de mayor madurez (ECOSA, 1980; Schargel y González, 1972; Malagón y Ochoa, 1980).

El resultado de este fenómeno es una sucesión de suelos enterrados, de escasa profundidad cada uno y de características mineralógicas y granulométricas divergentes, de diferente grado de evolución y de posiciones diversas en el perfil transversal de la llanura de inundación, bajo suelos relativamente recientes; en este caso, algunos horizontes no son morfogenéticos sino heredados de una pedogénesis anterior, lo que hace bastante complejo el análisis de la distribución de las diferentes unidades de suelos, delimitadas según sus propiedades físicas y químicas, en la región (Sarmiento, com. pers).

Pese a esto, hay fenómenos morfogenéticos que son comunes a tales suelos y que les confieren algunos rasgos distintivos (Malagón y Ochoa, 1980):

- Fenómenos de induración o formación de "duripanes", asociados a la dinámica del hierro en condiciones de hidromorfismo estacional, tal como se indicó en el capítulo anterior. Estas corazas, que pueden ser de plintita conglomerática, nodulares o vermiculares, aparecen principalmente bajo materiales gruesos depositados sobre materiales más finos, donde existen cambios bruscos en el drenaje del suelo.
- Formación de horizontes argílicos enterrados (o fosilizados), asociada a largos procesos de iluviación en condiciones de hidromorfismo estacional y estabilidad climática y geomorfológica.

Existen, además, horizontes argílicos de origen sedimentario que bien podrían estar asociados a la formación de extensos ambientes lacustres, durante los interglaciares del Pleistoceno, que constituirían sus cuencas de sedimentación. Estas capas sedimentarias, así como los horizontes argílicos enterrados, estarían hoy sujetos a procesos de pedoturbación física (Malagón y Ochoa, 1980).

.5.3 Distribución actual de las principales unidades edáficas

Schargel y González (1972) encontraron algunos grupos de suelos característicos para cada posición en el gradiente topográfico de las llanuras de inundación; esto es posible, sin duda, por que las zonas incluídas en su estudio, Bruzual y Mantecal, se encuentran en su mayoría sobre sedimentos recientes (Q0 a Q2) del Río Apure y de los caños Caicara y Caucagua, respectivamente, lo que disminuye bastante la heterogeneidad edáfica introducida por diferentes edades de las fases sedimentarias. En la Tabla II.4. se presentan estos grupos de suelos y las formas de relieve asociadas:

Posición fisiográfica	Bruzual		Mantecal	
	Asociaciones	% Sficie	Asociaciones	% Sficie
Banco alto	Ultic Haplustalfs Psammentic Haplustalfs	1.33	Aquic Ustpsamments Aquultic Haplustalfs	0.29
Banco bajo	Aquic Haplustalfs Ultic Haplustalfs	5.25	Aeric Tropaqualfs	10.38
Asociación Banco alto – Banco bajo	Ultic Haplustalfs Aquic Haplustalfs Psammentic Haplustalfs	1.01	Aeric Tropaqualfs Aquultic Haplustalfs Aquic Ustipsamments	1.82
Bajío	Vertic Tropaqualfs Aeric Tropaqualf Udorthentic Pellusterts	56.99	Vertic Tropaqualfs Udorthentic Pellusterts Typic Plinthaquults	41.52
Bajío – Estero (2 a 4 meses sin agua)	Udorthentic Pellusterts	4.41	Udorthentic Pellusterts	9.75
Asociación Banco bajo – Bajío	Aquic Haplustalfs Vertic Tropaqualfs	0,46	–	0
Asociación Bajío – Banco	Vertic Tropaqualfs Aquic Haplustalfs	7.88	–	0

bajo	Aeric Tropaqualfs			
Estero (con áreas secas 0 a 4 meses)	Udorthentic Pellusterts Entic Pelluderts	7.48	Udorthentic Pellusterts Entic Pelluderts	7.23
Dique natural de cauce activo no inundable	Aquic Fluventic Ustrophepts	1.61	–	0
Dique natural de cauce activo inundable	Aeric Tropaquepts	10.43	–	0
Complejo de orillar y lecho mayor del río	Tierra aluvial arenosa	3.11	Aeric Tropaqualfs Aquic Ustipsamments	3.73
Asociación Banco bajo – Banco alto	–	0	Aeric Tropaqualfs Aquiltic Haplustalfs Aquic Ustipsamments	17.35
Lagunas	–	0	No suelo	0.95
Médanos	–	0	Typic Quartzipsamments	2,05
Estero (con menos de 2 meses secos)	–	0	Entic Pellusterts	1.74
Asociación Bajío – Dique	–	0	Thapto = Plinthaquiltic Aeric Tropaquepts Aquic Dystrophepts	3.19
Estero (con 2 a 4 meses seco)	–	0	Entic Pelluderts	1.74

Tabla II.4. Tomado de Schargel y González, 1972.

Con algunas excepciones, en la Tabla se observa una gran coincidencia en los tipos de suelos que se identificaron, en los dos sectores estudiados, para una misma unidad geomorfológica. Esta distribución de los suelos podría ser aplicable al área de estudio, la cual, al igual que los sectores de Bruzual y Mantecal, se localiza sobre depósitos aluviales del Pleistoceno Superior y el Holoceno (ECOSA, 1980).

6. ECOSISTEMAS EN EL AREA DE ESTUDIO

Según Odum (1969), los ecosistemas son unidades funcionales que ocurren en un área determinada (área segregable espacialmente en virtud de los procesos morfo y

pedogenéticos que la caracterizan), en las que los organismos responden y se organizan de acuerdo con las ofertas y limitaciones de su ambiente físico e interactúan con éste, de manera que el flujo de energía entre organismos y ambiente determina las características de la estructura trófica del sistema y sus ciclos de materia. Así, por ejemplo, gracias a la amplia oferta de ambientes de las llanuras aluviales del estado Apure, determinada a su vez por la complejidad espacio – temporal de los procesos singenéticos que allí tienen lugar, es posible identificar una variada gama de ecosistemas, que van desde los palustres hasta las sabanas y las selvas tropicales.

En el área modulada del Hato El Frío es posible encontrar dos grandes tipos fisonómicos de vegetación: el primero es predominantemente arbóreo (bosque de galería), ocupa las vegas de modelado actual de los cursos de agua y corresponde a un tipo de ecosistema llamado “selva tropical semidecidua”. El segundo tipo fisonómico, a su vez, corresponde al de sabana tropical y puede subdividirse en tres clases de ecosistemas sabánicos: estacional, hiper – estacional y semi – estacional. Las sabanas tropicales en conjunto, según observaciones de campo, son los ecosistemas mejor representados en el área de estudio. Finalmente, existen ecosistemas predominantemente acuáticos, o ciénagas.

.6.1 Selva tropical semidecidua

Según Sarmiento & Monasterio (1976), la selva tropical semidecidua es un tipo de ecosistema en el que domina el estrato arbóreo y en el que, dentro de las especies vegetales que ocupan el dosel, se mezclan las especies siempreverdes, las brevideciduas y las deciduas; el tamaño de las hojas oscila entre el rango de las meso a las leptófilas. Dentro del grupo de las siempreverdes, se destacan *Copaifera officinalis*, *Cassia moschata* y *Vochysia venezuelana*, mientras que dentro del grupo de las deciduas y las brevideciduas se cuentan *Spondias mombin*, *Acacia glomerosa* y *Luehea candida*. El sotobosque es rico en árboles bajos, arbustos y lianas; aparecen, además, unas pocas especies de palmas y de cactáceas epífitas.

El clima que corresponde a este ecosistema es el Aw de la clasificación de Köppen, mismo en el que también aparecen las sabanas tropicales; sin embargo, se segrega de éstas últimas por que su disponibilidad de agua durante la época seca es mayor al valor

$(10-P)/25$, donde P es la precipitación anual en cm, en tanto que las sabanas se localizan en zonas donde el agua disponible durante la estación seca es inferior al citado valor. Como ambos tipos de ecosistema se encuentran en el Hato el Frío, de manera que se puede asumir que reciben el mismo aporte de agua por precipitación, resulta lógico concluir que el agua de más que reciben, con respecto al volumen que reciben las sabanas, proviene ó bien del exceso que deja el desborde estacional de los cuerpos de agua ó bien de un nivel freático cercano a la superficie; esta circunstancia, a la que se le sumaría la mayor riqueza de nutrientes de los sedimentos frescos, explicaría por que, en el área de estudio, la selva tropical semidecidual limita su localización a las vegas de modelado e inundación actual de ríos y caños (Q0).

La información que existe en la bibliografía, sobre la selva tropical semidecidual, es bastante fragmentaria e incompleta. De hecho, suele desconocerse su posición entre la selva húmeda estacional y la selva decidua, dentro de las que frecuentemente se le incluye, en la progresión de ecosistemas tropicales a lo largo del gradiente de humedad, ó mejor, de duración de la estación seca; se citan, a manera de ejemplo, los trabajos sobre inventario y tipificación de ecosistemas realizados por Adams & Faure (1997) y Xiao et al. (1997), en el marco de modelos globales y regionales de acumulación de carbono. Pese a esto, es posible inferir algunas características estructurales, relativas a la acumulación del carbono orgánico en diferentes compartimientos del ecosistema, de los anteriores trabajos:

- ❖ Mantillo, muerto en pie y otros residuos: 7 tC/ha.
- ❖ Biomasa aérea: aprox. 55 - 70 tC/ha.
- ❖ Biomasa subterránea: aprox. 20 -30 tC/ha.
- ❖ Carbono orgánico del suelo: aprox. 70 tC/ha.

.6.2 Sabanas tropicales

Según Sarmiento (1990), una definición apropiada para las sabanas tropicales incluye las formaciones herbáceas, con o sin leñosas dispersas, que presentan un estrato herbáceo, continuo y dominante, de gramíneas perennes en macolla; adicionalmente, se

localizan en condiciones ambientales que inducen un grado variable de estacionalidad en la disponibilidad de agua en el suelo, situación frente a la cual responden con una ritmicidad funcional bien marcada. Otras características relevantes son (según Bourlière y Hadley, 1983; Sarmiento y Monasterio, 1983):

- Elevadas tasas de crecimiento de la vegetación durante la época favorable, una correlación alta entre productividad y biomasa aérea y un rápido *turnover* poblacional.
- Adaptaciones morfológicas y funcionales al fuego y al pastoreo, lo cual determina una marcada fluctuación de las especies dominantes a lo largo de un ciclo anual.
- Yemas de renuevo y órganos de acumulación subterráneos en la mayoría de las especies de gramíneas perennes, lo que conduce a una relación cercana al 1:1 entre la biomasa aérea y la biomasa subterránea.
- Alta riqueza de hierbas anuales, cuyo ciclo de vida se cumple, enteramente, durante la época de régimen hídrico favorable.

Según Sarmiento (1990), la estacionalidad hídrica en los suelos de la sabana es un factor ecosistémico, más que climático, útil como criterio fundamental para segregar tres tipos diferentes de sabanas: sabanas estacionales, sabanas semiestacionales y sabanas hiperestacionales. En la figura II.6. se representa el régimen hídrico anual en el suelo para los tres tipos de sabanas, apreciándose claramente que éste tiene características diferentes para cada una de aquellas.

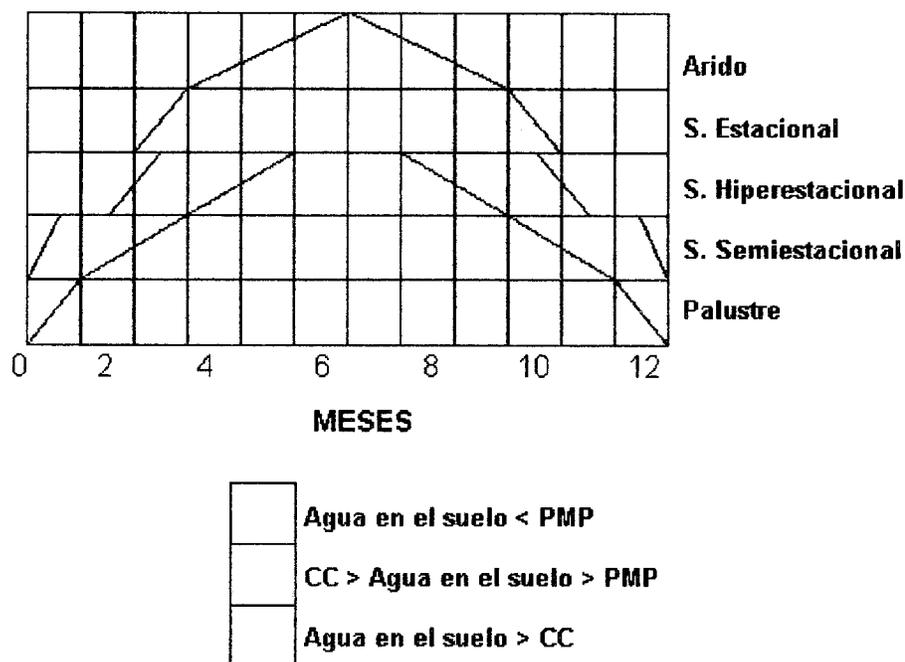


Figura II.6. Representación Esquemática de la estacionalidad del régimen hídrico en el suelo, en cinco diferentes tipos de ecosistemas, tres de ellos correspondientes al bioma de sabana tropical. Adaptado de Sarmiento, 1983.

Tales diferencias en el régimen hidrológico han determinado la evolución de especiales adaptaciones en la vegetación correspondiente a cada tipo de sabanas, de manera que poseen rasgos florísticos, fisonómicos y funcionales divergentes. Algunas de estas características se resumen en la tabla 8.

ALGUNAS CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES Y FUNCIONALES DE LAS SABANAS DE LLANURA ALUVIAL						
Tipos de Sabanas	PPN total (g.m ² .a ⁻¹)	PPN aérea (g.m ² .a ⁻¹)	PPN subterránea (g.m ² .a ⁻¹)	Frecuencia de quemas (en el ható del Frio)	Presencia de formas arbóreas. (7)	Sps dominantes de gramíneas. (8)
Sabana estacional				Alta	Alta o baja dependiendo de la profundidad de la tabla de agua o del status nutritivo del suelo.	Bancos altos:
Calabozo (1)	n.i.	534	n.i.	≈ 1/año		<i>Axonopus purpusii</i>
Barinas (2)	1000	500	500			<i>Paspalum plicatulum</i> Bancos bajos

Hato el Frío (3)	n.i.	676	n.i.			<i>Sporobolus indicus</i> <i>Imperata contracta</i>
Sabana Hiperestacional				Alta ≈ 1/año	Muy baja a nula, a excepción de las sabanas con presencia de <i>Copernicia tectorum</i> de las que sólo existe un reporte para el Bajo Apure, por Ramia, 1959.	<i>Paspalum chafanjonii</i> <i>Panicum laxum</i> <i>Leersia hexandra</i>
Mantecal (4)	n.i.	780	n.i.			
	n.i.	890	n.i.			
Hato Caroni (5)	1602	522	1082			
	n.i.	705	n.i.			
Sabana semiestacional				Muy baja > 0.2/año	Muy baja a nula, con excepción de las sabanas de <i>Mauritia flexuosa</i> en los intermédanos.	<i>Leersia hexandra</i> <i>Hymenachne amplexicaulis</i>
Mantecal (6)	2108	1380	728			
	n.i.	1097	n.i.			

Tabla 8. Información tomada de (1): Blynstein, 1962, citado por Sarmiento, 1984; (2): Sarmiento, 1990; (3): Escobar y González, 1975, citado por Sarmiento, 1984; (4): Bulla et al., 1977, citado por Sarmiento, 1984; (5): Sarmiento y Vera, 1978, citado por Sarmiento, 1984; (6): Bulla et al, 1980b; (7): Sarmiento, 1990; (8): Sarmiento, 1983.

6.3 La sabana estacional

Se caracterizan por que su ciclo hidrológico anual, en el suelo, consta de una estación seca y una estación con agua disponible durante la cual, si existe, la probabilidad de inundación (CHR ó contenido relativo de humedad > C.C.) es muy baja.

En este tipo de sabanas se encuentra la mayor diversidad de formas de vida y estrategias adaptativas, tanto fenológicas como fisiológicas, de los tres tipos funcionales de sabanas. Allí se presentan elementos leñosos (cuya densidad depende del agua y los nutrientes disponibles en los horizontes profundos del suelo, así como de la frecuencia de las quemadas) y herbáceos, tanto perennes como anuales. Entre las gramíneas dominantes de estos ecosistemas se cuentan especies de los géneros *Andropogon sp*, *Aristida sp*, *Axonopus sp*, *Eachinoleana sp*, *Leptocotyphium sp*, *Panicum sp*, *Paspalum sp*, *Trachypogon sp* y *Tristachya sp*, la gran mayoría de ellas con un metabolismo fotosintético C4 (Sarmiento, 1990, 1996). Las especies de elementos leñosos en las sabanas estacionales son, contrariamente a la asimilación absolutamente estacional de las herbáceas perennes y anuales, formas de crecimiento siempre – verde, es decir, que

fotosintetizan todo el año, entre cuyas especies se destacan *Byrsonima crassifolia* y *Curatella americana* como las más frecuentes (Sarmiento, 1983); es también notable la abundancia de leguminosas en el estrato herbáceo.

Cómo se mencionó con anterioridad, la generalidad de las sabanas se encuentra sobre suelos pobres en nutrientes; sin embargo, la diferencia de los valores obtenidos en la suma de bases cambiables (S), en los suelos de las sabanas estacionales, permite plantear una clasificación secundaria para las sabanas tropicales estacionales (STE): STE hiperdistróficas, cuando $S < 1\text{meq}/100\text{ g suelo}$; STE distrófica cuando $5 > S > 1\text{meq}/100\text{g suelo}$; STE mesotrófica cuando $10 > S > 5\text{meq}/100\text{g suelo}$; STE eutrófica cuando $S > 10\text{ meq}/100\text{ g suelo}$ (Sarmiento, 1990).

En el trópico americano, la presencia de sabanas estacionales eutróficas y mesotróficas es más bien excepcional (Ratter et al., 1977, citado por Sarmiento, 1990); así mismo, en el área de estudio la mayoría de las sabanas estacionales cae dentro de la clasificación de STE distróficas (Sarmiento, com. pers.)

6.4 La sabana hiper – estacional

Se caracteriza por que su ciclo hidrológico anual, en el suelo, consta de una estación seca, una estación húmeda y una estación per – húmeda; en este ciclo anual, la estación seca opera durante 2 a 4 meses, la estación húmeda durante 2 a 4 meses y la estación per – húmeda de 8 a 2 meses (Sarmiento, 1996).

La fisonomía de este tipo de sabanas es netamente de pastizal, con una presencia de elementos arbóreos bastante inconspicua (con excepción de las sabanas de *Copernicia sp* que no se encuentran en el área de estudio) y una marcada dominancia de géneros como *Andropogon sp*, *Leersia sp*, *Panicum sp*; *Paspalum sp* y *Sorghastrum sp*, en el estrato herbáceo (Sarmiento, 1990, 1996). En este tipo de sabanas, las ciperáceas se hacen codominantes con las gramíneas, en tanto que estas últimas dominaban en la sabana estacional, y la presencia de leguminosas se hace menos importante (Sarmiento, 1996). Otra característica relevante es el aumento de gramíneas de metabolismo fotosintético C3 en el sistema.

El estatus nutritivo de los suelos de las sabanas tropicales hiperestacionales (STH) es muy variado; si bien, en el caso de las STE, la mayoría de aquellas se encontraba sobre suelos distróficos, las sabanas hiperestacionales pueden encontrarse, con mayor frecuencia, sobre suelos mesotróficos y eutróficos.

.6.5 La sabana semi – estacional

En este tipo de sabanas, la estacionalidad en la suplencia de agua en el suelo es muy poco marcada, siendo el principal factor de estrés el anegamiento temporal del mismo (Sarmiento, 1996). Típicamente, es un ecosistema dominado por gramíneas y ciperáceas de metabolismo fotosintético C3, aún cuando la frecuencia de otras monocotiledóneas de hábito acuático es alta (Sarmiento, 1990).

Las gramíneas dominantes pertenecen a los géneros *Leersia sp*, *Paspalum sp* e *Hymenachne sp*; la presencia de elementos leñosos es muy poco conspicua, limitándose a las sabanas de moriche que se encuentran, principalmente, en la altillanura y en la llanura eólica (Sarmiento, 1990, 1996).

Cómo se muestra en la tabla 8., la productividad de estas sabanas es la más alta de los tres tipos funcionales; según Sarmiento (1990), esto podría obedecer a que el estrés al que están sometidas los otros tipos de sabanas (estrés por defecto de agua, durante la época seca) sea un factor limitante más fuerte, para la productividad primaria, que el anegamiento temporal del suelo; también es posible pensar que, gracias a diversos factores, el estatus nutricional de las sabanas semiestacionales sea mayor que el de sus contrapartes y que, por este motivo, también lo sea su productividad.

Dentro de los factores que estarían determinando un estatus nutricional más alto, en los suelos de las sabanas semiestacionales, con respecto a los de las estacionales e hiperestacionales, se contarían: el drenaje impedido en el medio edáfico, lo que disminuiría la lixiviación, el mayor contenido de arcillas (predominantemente de tipo 2:1) las consecuentes mayor Capacidad de Intercambio Catiónico y mayor capacidad de retención de bases y su posición (la más baja de todas) en el gradiente topográfico, lo que determinaría que reciba aportes desde los niveles topográficos superiores. La

información presentada en el capítulo correspondiente a suelos parece corroborar esta posición.

.6.6 Las sabanas en el contexto de las llanuras aluviales de Apure

Se ha observado que existe una cierta correspondencia entre el régimen hidrológico característico de las sabanas, tipificadas bajo este criterio, y la posición altitudinal en el gradiente topográfico de las sabanas aluviales.

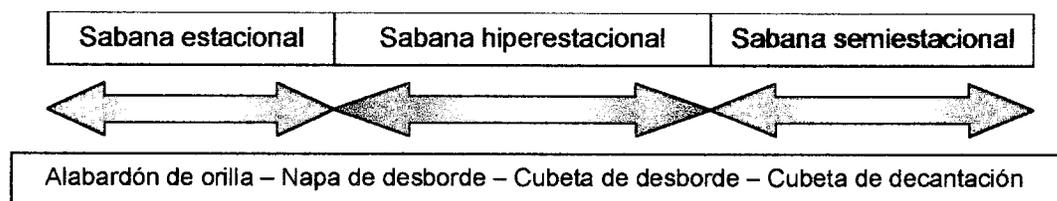


Figura II.7. Distribución de los tipos de sabana a lo largo del gradiente topográfico en una planicie aluvial. Adaptado de Sarmiento (1983) y López (1995)

Si bien este modelo de distribución de ecosistemas, según su correspondencia con las unidades geomorfológicas de origen aluvial, explica, grosso modo, la distribución espacial de las sabanas en el Bajo Apure, éste es sólo un esquema idealizado que, al nivel de resolución de las unidades de manejo hidrológico, puede no describir la realidad de la mejor manera; dada la compleja gama de suelos posibles en una llanura aluvial y el impacto de los módulos de manejo de aguas, existe también un universo muy amplio de ambientes probables determinando la distribución de los ecosistemas.

Así, por ejemplo, es posible encontrar comunidades cuyo comportamiento se asemeja más al de una sabana estacional, aun que se encuentran en posición de cubeta de desborde, por que los sedimentos que infrayacen a los sedimentos recientes son predominantemente arenosos y bien drenados; de la misma manera, la construcción de los diques ha generado, durante los últimos años, un desplazamiento de las comunidades, según el nuevo régimen hidrológico espacial, aún cuando las formas de relieve aluviales no han sufrido mayores transformaciones en ese mismo período de tiempo.

Un ejemplo del escaso valor informativo que puede tener la posición topográfica, con respecto al tipo de ecosistema que se desarrolla allí, es el que presentan Bulla et al.

(1980a) para una sabana en el módulo experimental de Mantecal, estado Apure; los autores se refieren a una sabana de banco, la cual correspondería a una sabana estacional según su posición en el gradiente geomorfológico, y, sin embargo, la caracterización de la misma la acerca mucho más al comportamiento de una sabana hiperestacional, como se muestra en la figura II.8.

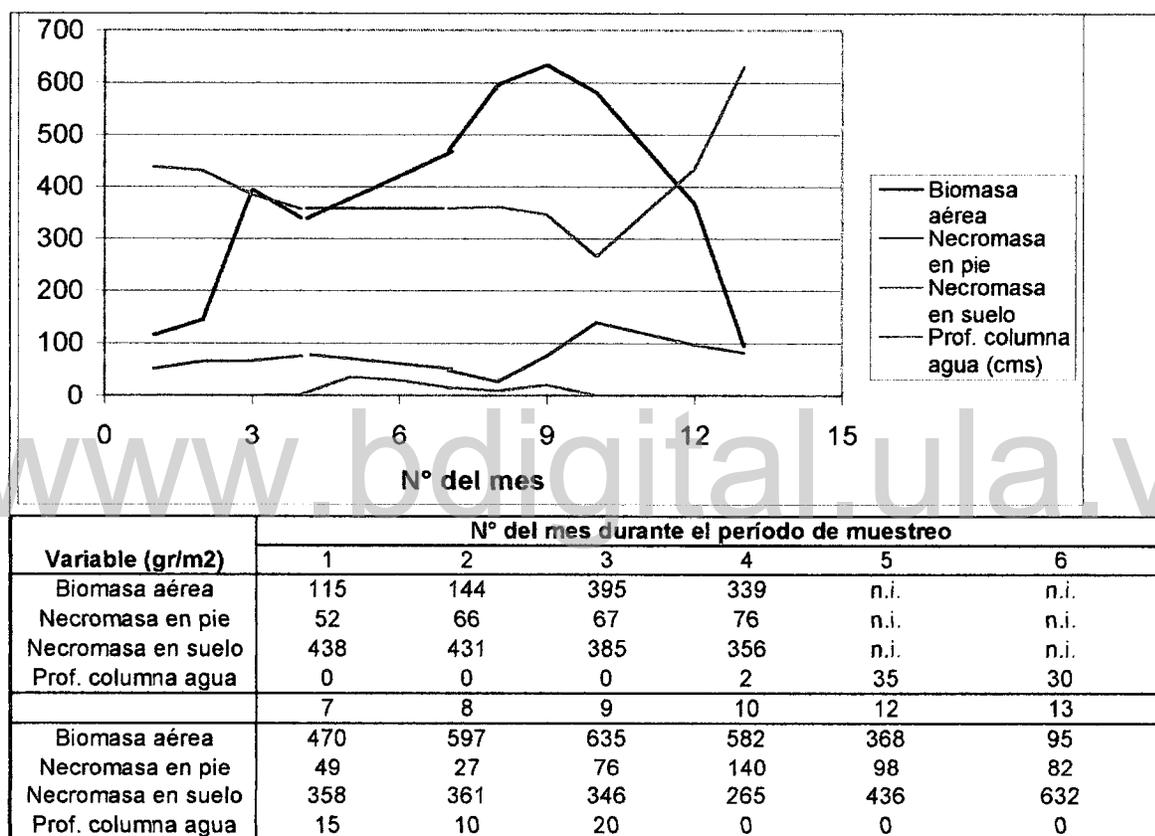


Figura II.8. Datos de una sabana de banco, en el módulo experimental de Mantecal. Fuente: Bulla et al., 1980a.

(n.i.): No informa. Nótese la presencia de una época de inundación de casi seis meses, con una columna máxima de agua de 35 cm de profundidad, y dos picos de biomasa verde en los períodos más favorables para el desarrollo de la vegetación, al principio y al final de la época de lluvias; el comportamiento de estas dos variables, expuesto en la gráfica, es característico de las sabanas hiperestacionales.

7. PROCESOS ANTROPOGENICOS: ESTRATEGIAS DE USO DEL ESPACIO

Cómo mencionamos en el capítulo correspondiente a la presentación biofísica y socioeconómica del área de estudio, la actividad económica dominante es la ganadería extensiva de bovinos, la cual se presenta bajo dos modalidades: modulada y tradicional. El manejo modulado fué implementado mediante un proyecto de desarrollo llamado "Proyecto Módulos de Apure", cuya finalidad principal es la de elevar la productividad pecuaria de las sabanas allí localizadas. El área de estudio, por ejemplo, corresponde a dos módulos de manejo hidrológico en el Hato ganadero de El Frío, los que, en conjunto, alcanzan una extensión superior a las 13.000 hectáreas.

Existe una gama bastante amplia de diseños de módulos en la zona, cuyo diseño fundamental se presenta en la figura II.9. Las variantes incluyen módulos con una, dos o varias compuertas, sin compuertas, de área mayores o menores a las 4000 hectáreas, en serie de dos, tres o más módulos seguidos y de dique de forma variable, entre otras características, lo que condiciona, a su vez, la ausencia un módulo "patrón" cuyo estudio permita establecer, representativamente, el impacto que este proyecto ha tenido sobre la dinámica espacio – temporal del agua, tanto en la escala de los módulos como de los ecosistemas. Evidentemente, los impactos dependen, en gran medida, de la estructura de cada una de estas unidades de manejo.

Cómo se aprecia en la figura, la función del dique en cada unidad, es la de represar el agua que drena de estas extensiones, favoreciéndose del sentido general de la pendiente, con el fin de elevar el estatus hídrico de los sistemas ecológicos locales y, así mismo, su productividad; la función de las compuertas, por otra parte, es la de aliviar la presión del agua sobre los diques cuando, al final de la época de lluvias, tal presión amenaza con quebrar la resistencia de éstos últimos.

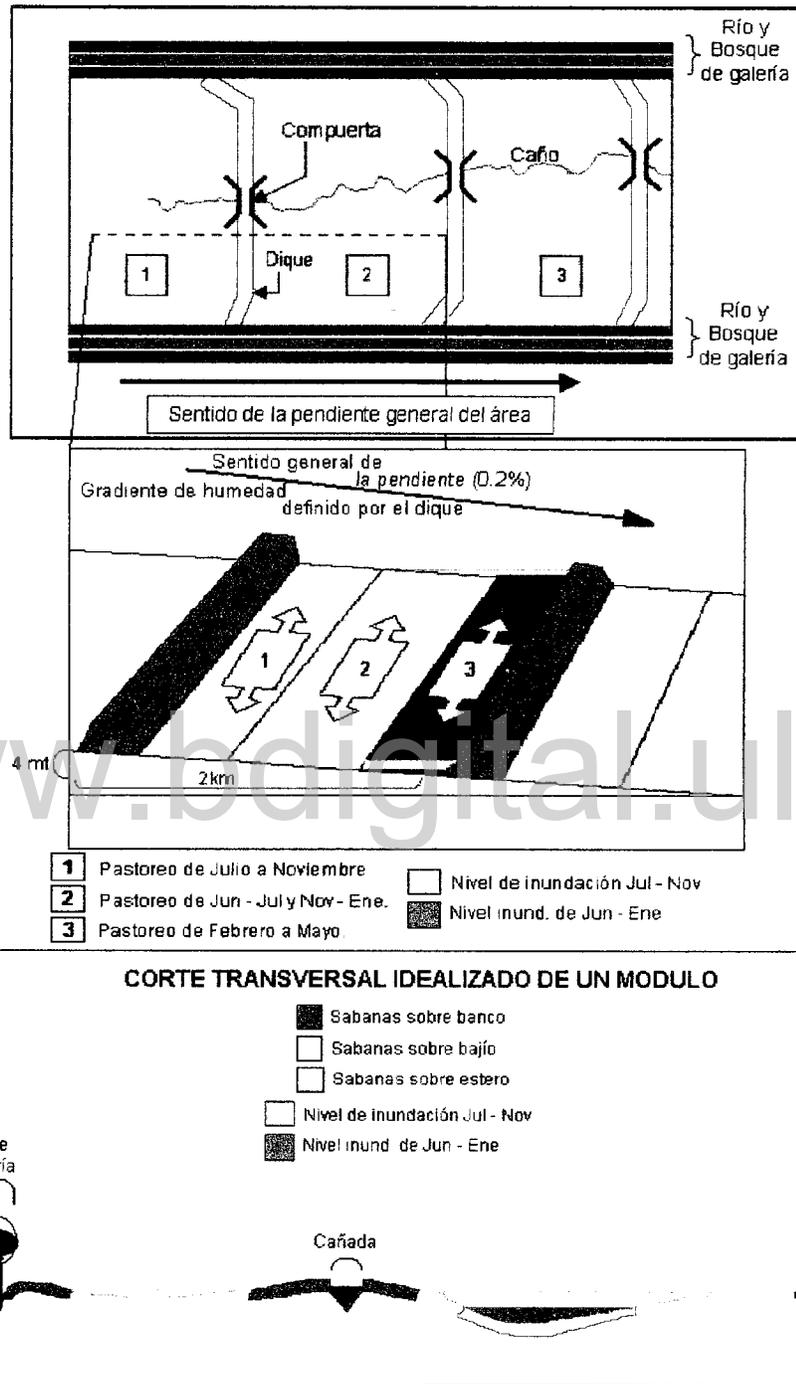


Figura II.10. **Arriba:** Vista superior de un sistema de módulos; adaptado de Tejos et al., 1990. El área aguas arriba, o a la izquierda de cada dique, constituye una unidad de manejo hidrológico o módulo; en la figura se observan, numeradas, tres unidades de manejo. **Al medio:** Corte longitudinal de un módulo; adaptado de Tejos et al., 1990. **Abajo:** Corte transversal idealizado de una unidad de manejo de aguas.

Los módulos encierran, en la gran mayoría de los casos, superficies que oscilan entre las 3000 y las 4000 hectáreas y procuran crear un gradiente de humedad paralelo a la dirección de los ríos (perpendicular a los diques), además del gradiente transversal (perpendicular a la dirección de los ríos) determinado por la configuración del paisaje en bancos, bajíos y esteros. Según este nuevo gradiente, las sabanas más húmedas se encuentran adyacentes, aguas arriba, a los diques, mientras que las más secas están aguas abajo, adyacentes al dique del módulo anterior; en casi todos los casos, a los lados del dique hay un sistema de lagunas artificiales y de préstamos, que conservan una columna de agua libre durante todo el año y que, durante la época seca, son un reservorio hídrico importante para la fauna local.

Por lo general, según López (1995), el agua de drenaje en cada módulo corresponde al agua de exceso de las precipitaciones locales, suponiendo que los caños represados tienen su origen dentro de un mismo sistema de módulos y que no existen aportes laterales, por desbordamiento o difluencia, desde los ríos que rodean el sistema. En el caso de los módulos 2 y 3 de la figura, además del exceso de las precipitaciones, el aporte de agua de las unidades inmediatamente anteriores (en el sentido de la pendiente) es una entrada de adicional.

Los impactos que han causado las unidades de manejo, sobre la distribución y la extensión de los ecosistemas en las sabanas moduladas, no son muy claros aún; sin embargo, parece que el aumento en la oferta de forraje para el ganado, durante la época de sequía, que se deriva de su implementación obedece a un incremento en la superficie ocupada por sabanas semiestacionales, en detrimento de la superficie ocupada por sabanas hiperestacionales, principalmente (Sarmiento, com. pers.). Como se verá en el siguiente capítulo, las sabanas semiestacionales tienen una productividad más alta que los otros tipos ecológicos de sabanas, a lo largo del año, y constituyen la fuente de alimento más importante, sino la única, durante la época seca para el ganado vacuno.

En el sector de módulos del Hato El Frío, existen dos unidades de manejo en dirección SW a NE, separadas por un dique sin compuertas, a las cuales se les llamará sur-occidental ó “aguas arriba” y nor-oriental ó “aguas abajo”, según su posición con respecto a la dirección del drenaje superficial de la zona. Para aliviar la presión del agua

sobre el dique, al final de la época de lluvias, se le abre un desagüe por algunos días que permite el drenaje de las sabanas, aguas arriba del dique, hacia el río Guaritico.

Parece existir, también, un aporte de aguas del Guaritico hacia el módulo sur-occidental, cuando éste cuerpo de agua alcanza su nivel máximo anual durante los meses de Julio a Septiembre. No es claro, sin embargo, si tal aporte sucede por desbordamiento o si, por otra parte, el Guaritico retoma estacionalmente un cauce o brazo abandonado en el área de módulos.

Pese a que en el diseño fundamental del sistema de módulos se contempla la idea de transferencias hídricas entre módulos adyacentes, siguiendo la dirección de la pendiente general del paisaje, las observaciones realizadas en el campo permiten suponer que tales transferencias no existen en el área de estudio. Las unidades de manejo hidrológico a modelar se comportarían, entonces, como entidades espaciales aisladas la una de la otra.

III. DELIMITACION Y CARACTERIZACION DE LAS UNIDADES HIDROLOGICAMENTE HOMOGENEAS: LOS ESCENARIOS DE SIMULACION EN EL AREA DE ESTUDIO

1. DELIMITACIÓN DE LAS UNIDADES

Las unidades hidrológicamente homogéneas son agregaciones de elementos computacionales (celdas), cada una de las cuales representan áreas que, dentro de una unidad espacial de orden mayor (llámese cuenca p. ej.), poseen características comunes de manejo, suelos, vegetación, geomorfología y clima (Bende – Michl, 1997). Como consecuencia de estas afinidades en sus características, se asume que los valores de los parámetros, en todas las celdas de una misma unidad hidrológicamente homogénea, son también homogéneos.

Cómo se desprende del análisis hecho en el capítulo de Génesis de los Sistemas, los criterios más relevantes para identificar y delimitar las unidades hidrológicamente homogéneas son, justamente: la geocronología (edad) de los sedimentos superficiales, el ambiente de depósito de los mismos (alabardón, napa ó cubeta) y el tipo de vegetación, asumiendo que las características climáticas son homogéneas en toda el área de estudio y que los procesos pedogenéticos son similares en todas las unidades de geocronología y ambiente de depósito comunes.

A estos criterios hemos superpuesto la dirección del drenaje superficial (microcuencas) y las unidades de manejo, originadas en la construcción de diques para el control de la escorrentía, con el fin de evaluar si la construcción de los diques representa, en cada una de éstas, un obstáculo para el escurrimiento del agua superficial.

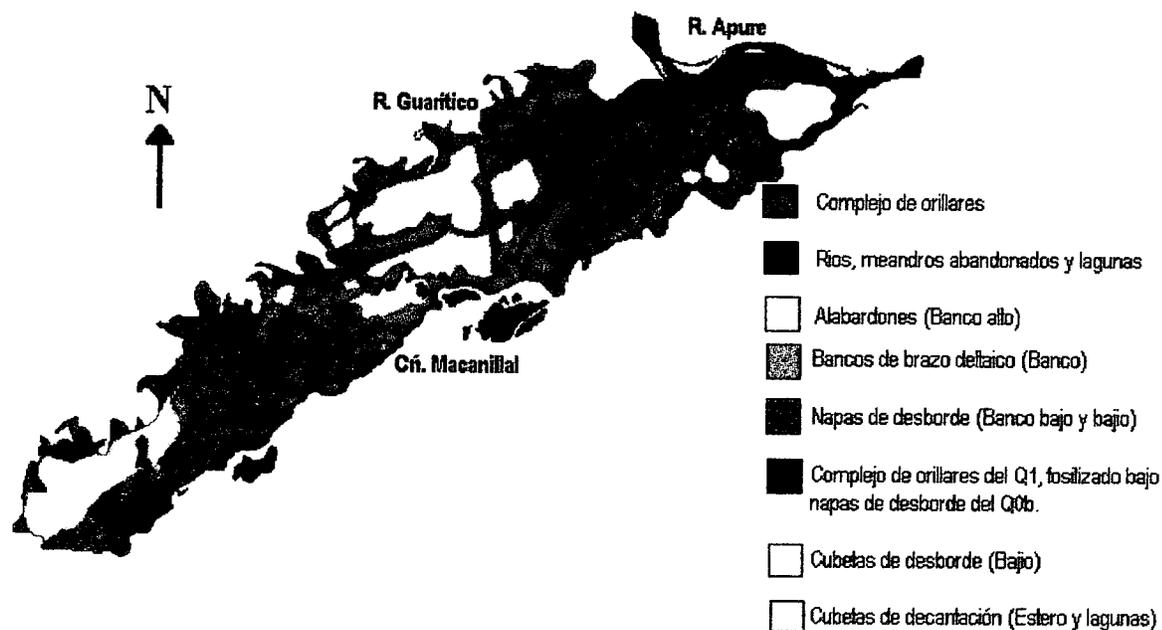
.1.1 Unidades geocronológicas y de formas de relieve

Cómo se presentó en el capítulo correspondiente a “Génesis de los Sistemas”, el área de estudio se encuentra sobre la unidad de *Llanuras aluviales de desborde del Pleistoceno superior al Holoceno*, cuyos depósitos aflorantes corresponden a las geocronologías Q2 al Q0a (Holoceno actual). A su vez, las formas de relieve dominantes corresponden a complejos de orillares, en Q0a y Q0b, pequeños bancos de brazos deltaicos (Q1), napas de desborde (Q1 y Q2), alabardones (Q2), cubetas de desborde (Q1 y Q2) y cubetas de decantación (Q1 y Q2).

La información consultada (Mapa de unidades geomorfológicas, ECOSA, 1980; Mapa de clasificación de imágenes LANDSAT TM 1988, Proyecto BEMSETI, 1997) y la interpretación de fotografías, escala 1: 50.000, de 1976, permitieron elaborar los siguientes mapas preliminares de unidades geocronológicas y de formas de relieve.



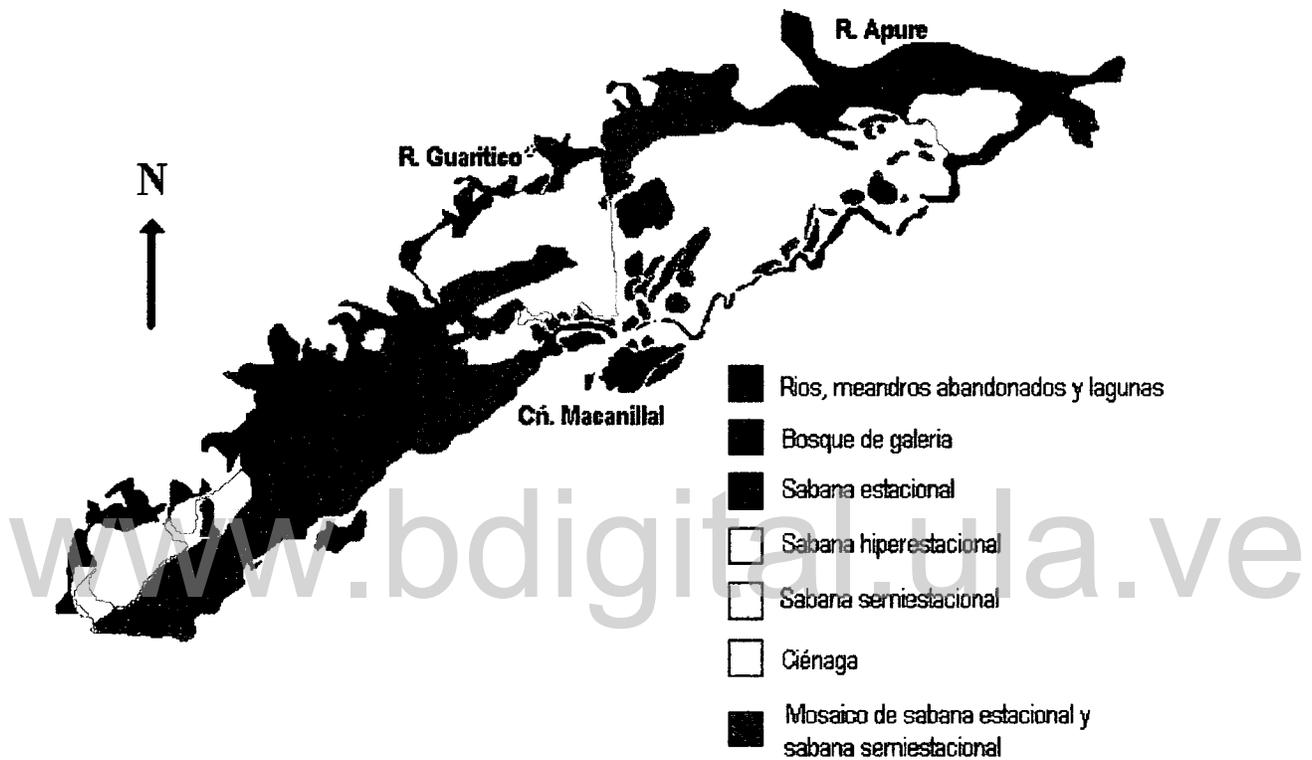
Mapa III.1. Edad de los depósitos superficiales (Unidades Geocronológicas) en el área modulada del Hato El Frío. Escala 1: 250.000 La unidad Q1/Q2 hace referencia a sedimentos del Q2 que subyacen, a muy poca profundidad, bajo los sedimentos del Q1.



Mapa III.2. Unidades de relieve en el área modulada del Hato El Frío. Escala (aprox.) 1: 250.000

.1.2 Vegetación

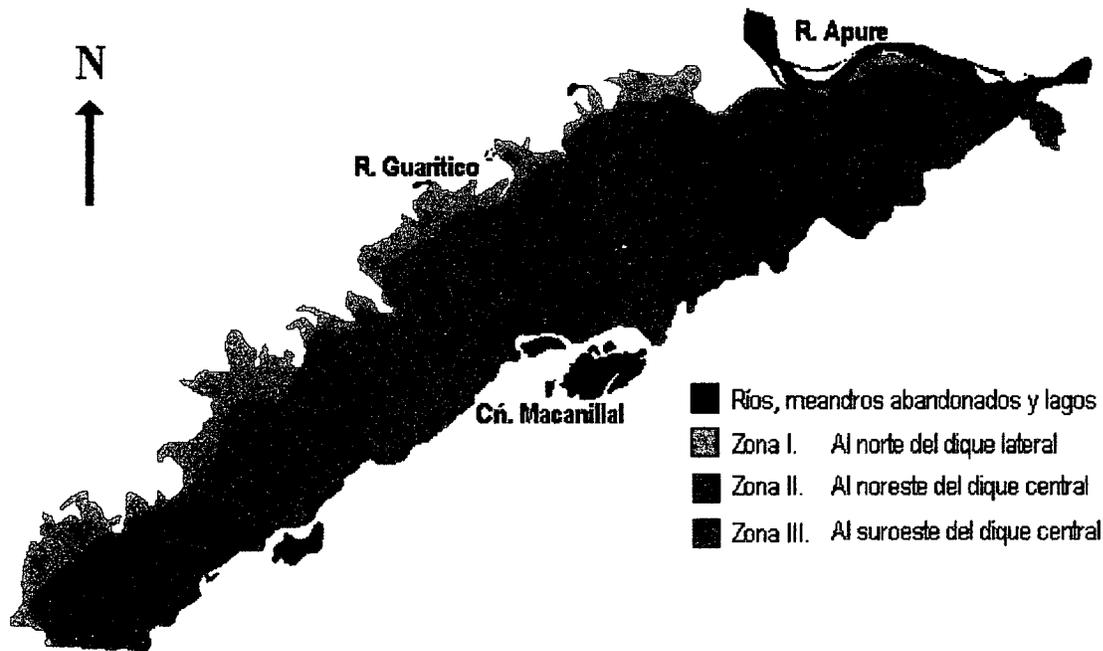
En la escala de las fotos aéreas (1: 50.000, 1976), cuya interpretación sirvió de base para el mapa de vegetación, no es posible distinguir más allá del tipo fisonómico de vegetación (bosque de galería ó sabana). La segregación en los diferentes tipos de sabana quedó sujeta al análisis de la correspondencia entre las unidades de relieve, su posición con respecto al dique y la composición florística de cada unidad (observaciones de campo; censos de vegetación, proyecto BEMSETI, 1997). Cómo se desprende del capítulo correspondiente a los ecosistemas en el área de estudio, la composición florística es una característica estructural que permite diferenciar entre sabanas estacionales, semiestacionales e hiperestacionales. El resultado de este análisis y de la fotointerpretación se presenta en el mapa III.3.



Mapa III.3. Unidades de vegetación en el área de módulos del Hato El Frío. Escala (aprox.) 1: 250.000

.1.3 Unidades de manejo de aguas superficiales.

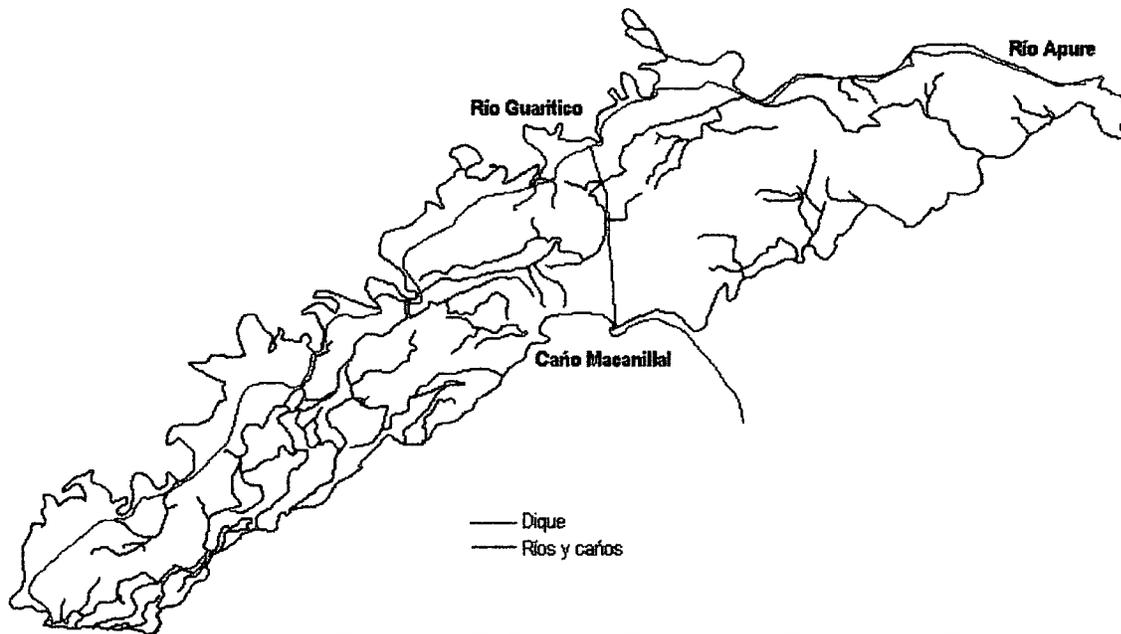
De la interpretación de fotografías aéreas, escala 1: 50.000 (1976), obtuvimos el siguiente mapa, correspondiente a la subdivisión del área de estudio en unidades de manejo hidrológico, ó módulos.



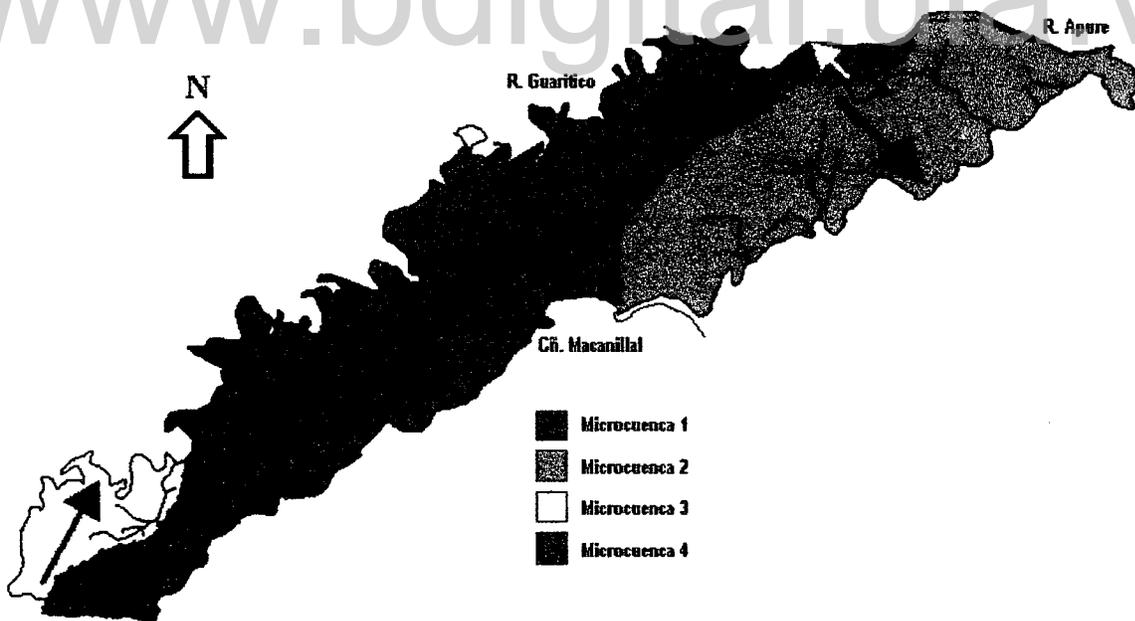
Mapa III.4. Subdivisión del área de estudio según unidades de manejo hidrológico. Escala (aprox.) 1: 250.000

.1.4 Unidades de drenaje superficial (microcuencas)

Según lo enunciado en el numeral correspondiente a "Hidrografía", en el capítulo sobre la génesis de los sistemas en el área de estudio, el patrón de drenaje superficial es bastante complejo; en el mapa III.5., por ejemplo, se puede observar que es particularmente intrincado sobre las extensiones del Q1, gracias a la red de afluencias, difluencias y brazos abandonados que lo conforma. En este contexto, se hace virtualmente imposible delimitar la extensión del área de captación de cada cuerpo de agua sin la ayuda de un modelo digital de elevación (DEM); el DEM de la zona, cabe anotar, se encuentra aún en preparación. Por lo pronto, basándonos en la interpretación de fotografías aéreas, dividimos del área en unidades de drenaje, caracterizadas por la dirección general de los cursos de agua que las drenan (Mapa III.6). Este mapa es, obviamente, una representación bastante preliminar de la distribución espacial de las unidades de drenaje superficial, a ser corregida una vez el modelo digital de elevación de los módulos del Hato El Frío esté terminado (Proyecto BEMSETI, en prep.)



Mapa III.5. Hidrografía en el área de módulos del Hato El Frio. Escala (aprox.) 1: 250.000



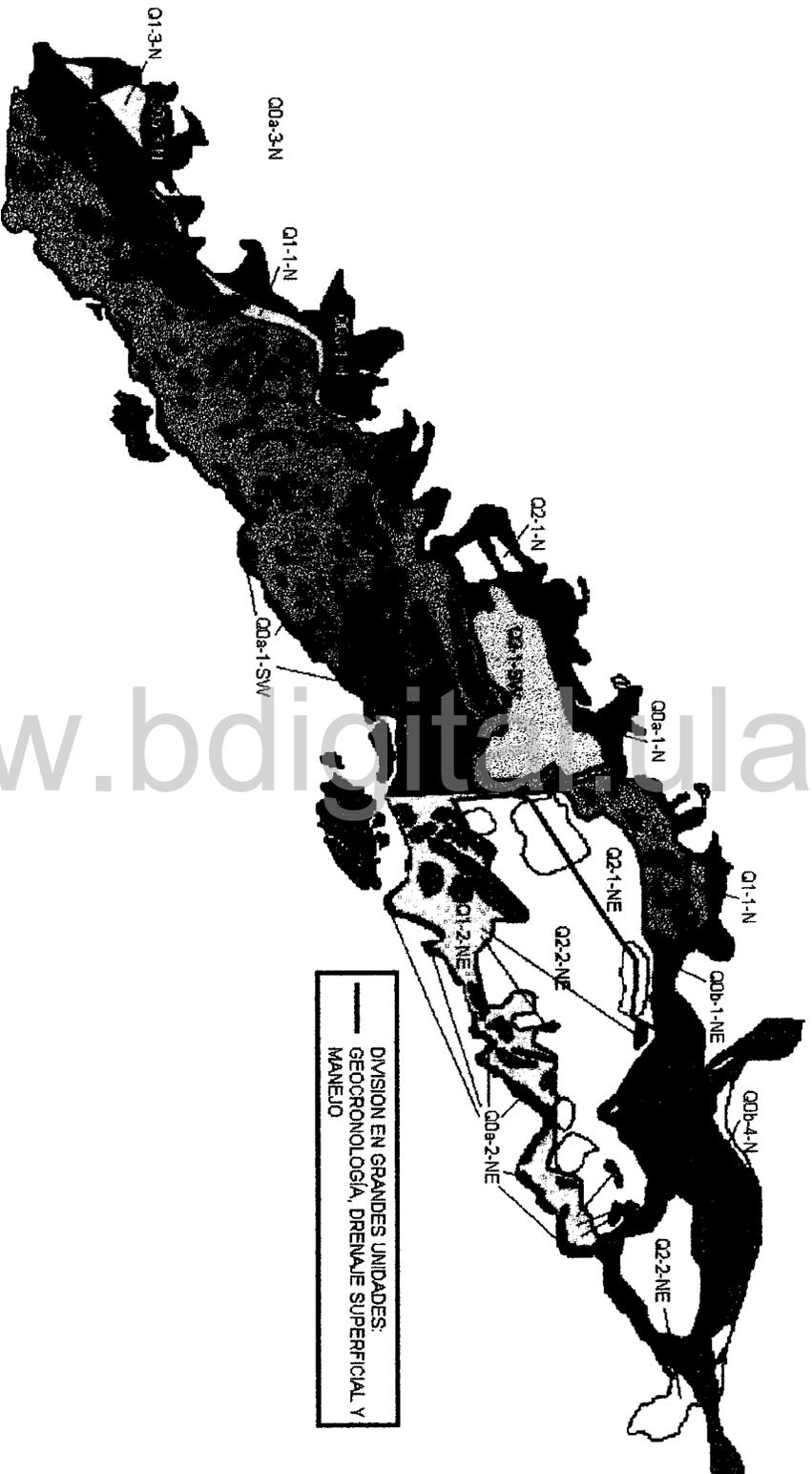
Mapa III.6. Unidades de drenaje superficial en el área de estudio. Escala (aprox.) 1: 250.000

2. CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES HIDROLOGICAMENTE HOMOGENEAS

De la yuxtaposición de los criterios hidrográficos, geomorfológicos, de vegetación y de manejo, de los que se habló en el numeral anterior, se desprende el Mapa III.7. de Unidades Hidrológicamente Homogéneas, cuya leyenda se presenta en la tabla 12. La caracterización de cada una de estas unidades responde a las necesidades informativas del modelo.

Es necesario anotar, finalmente, que las unidades de Complejo de Orillar del Q0a, cubiertas en su totalidad por selva tropical semidecidual, no se incluyen en este capítulo, por considerar que en estas unidades la provisión de agua depende directamente de los aportes, bien sea por nivel freático o por desborde, de los ríos Guaritico y Macanilla. Puede asumirse entonces que su comportamiento hidrológico es independiente del de las restantes unidades hidrológicamente homogéneas (UHH) del área de módulos, en las que de acuerdo a nuestra hipótesis el aporte principal de agua proviene de la lluvia. Su simulación, por lo tanto, escapa a los objetivos del presente trabajo.

La caracterización de las demás UHH en el área de módulos del Hato El Frío se presentan en la tabla III.1.



Mapa III.7. Unidades hidrológicamente homogéneas en el área modulada del Hato El Frío.

Código	Microcuenca	Posición con respecto al dique	Unidad Geocronológica	Forma de relieve	Ecosistema
Q2-1-SW	Mc 1.	S-W dique central	Q1	Bancos de brazo deltaico	Sabana estacional
				Napa de desborde	Mosaico de S. Estacional y sabana semiestacional
				Cubetas de desborde	Sabana semiestacional y ciénaga
				Cubetas de decantación	Sabana semiestacional y ciénaga
Q2-1-N	N.E dique central	Q1	Bancos altos (abanicos de explayamiento y/o alabardones)	Sabana estacional	
			Napa de desborde	Sabana semiestacional	
			Cubeta de desborde	Sabana semiestacional y ciénaga	
			Bancos de brazo deltaico	Sabana estacional	
Q1-1-NE	N - E dique central	Q1	Banco alto (abanico de explayamiento)	Selva tropical semidecidual	
			Napa de desborde	Selva tropical semidecidual	
			Complejo de orillares	Selva tropical semidecidual	
			del Q1 bajo napa de desborde sub - actual	Sabana hiperestacional	
Q2-1-NE	N - E dique central	Q2	Bancos de brazo deltaico	Sabana estacional	
			Napa de desborde	Mosaico de S. Estacional y sabana semiestacional	
			Bancos (abanicos de explayamiento y/o alabardones)	Sabana estacional	
			Napa de desborde	Sabana hiperestacional	
Q1/Q2	Q1/Q2	Q1/Q2	Complejo de orillares	Selva tropical semidecidual	
			Complejo de orillares	Selva tropical semidecidual	
			del Q1 bajo napa de desborde sub - actual	Selva tropical semidecidual	
			Bancos de brazo deltaico	Sabana estacional	

Código	Microcuencia	Posición con respecto al dique	Unidad Geocronológica	Forma de relieve	Ecosistema
Q1-2-NE			Q1/Q2	Napa de desborde	Sabana hiperestacional
			Q2	Bancos altos (abanico de explayamiento)	Sabana estacional
Q2-2-NE				Napa de desborde	Sabana hiperestacional
				Cubeta de decantación	Sabana semiestacional
Q1-3-SW	Mc. 3	S-W dique central	Q1	Napa de desborde	Sabana semiestacional
				Cubeta de desborde	Sabana semiestacional
				Cubeta de decantación	Sabana semiestacional y ciénaga
		N dique lateral	Q0a	Complejo de orillares	Selva tropical semidecidual
Q1-3-N			Q1	Cubetas de desborde	Sabana hiperestacional
	Mc. 4	N - E dique central	Q0b	Complejo de orillares del Q1 bajo napa de desborde	Selva tropical semidecidual
				Complejo de orillares sub - actual	Sabana hiperestacional
		N dique lateral	Q0a	Complejo de orillares	Selva tropical semidecidual

Cuerpos de agua permanentes: ríos, meandros abandonados y lagunas

Tabla III. 1. Leyenda del mapa de Unidades Hidrológicamente Homogéneas correspondiente al área de módulos del Hato El Frio.

(SEGUNDA PARTE)

**EL MODELO HIDROLÓGICO DE DINAMICA DE
SISTEMAS:**

MHG - APURE

IV. ASPECTOS TEORICOS Y METODOLOGICOS DE LA MODELIZACION

1. FUNDAMENTOS CONCEPTUALES

A través de los siglos, el análisis de fenómenos complejos, como los que ocupan a la ecología, ha sido dejado a la consideración en detalle de sus partes y/o de procesos aislados asociados, en un enfoque reduccionista que carece de la visión del conjunto; sin embargo, con el advenimiento del computador, el creciente desarrollo de las matemáticas y la teoría general de sistemas, se ha permitido que gran parte de los componentes y/o factores que intervienen en un fenómeno dado puedan involucrarse, paralelamente, dentro de una misma interpretación formal de la realidad (Pagels, 1991).

La teoría general de sistemas, particularmente, ha hecho una notable contribución a las ciencias ecológicas; desarrollada por Von Bertalanffy (1968), permitió, por ejemplo, redefinir los sistemas ecológicos como un conjunto ordenado de elementos, componentes o unidades, cada uno de los cuales puede existir en estados diferentes (en coordinación con el estado de los otros elementos), de manera que el estado del conjunto aparece como una propiedad emergente de la organización e interacción de sus partes (Margalef, 1978). Esto no es más que una derivación del concepto mismo de sistema, entendido como un entramado complejo de procesos y objetos, caracterizado por la existencia de muchas interacciones recíprocas causa – efecto de las que se desprenden las propiedades emergentes del conjunto (Grant et al., 1997).

Sin embargo, la mayor utilidad de la Teoría General de Sistemas se deriva de su capacidad para generar modelos conceptuales universales, transferibles entre diferentes campos del conocimiento, y unificar, sin mayores ambigüedades, conceptos tales como el de complejidad organizada, directividad, totalidad y diferenciación, entre otros de relevancia para diferentes ciencias, y aún llegar a someterlos a un análisis cuantitativo (Von Bertalanffy, 1968).

La teoría general de sistemas plantea una forma diferente de pensar en problemas complejos, como sugiere Javier Aracil en el prólogo del libro de Martínez y Requena

(1986a), aportando útiles conceptuales y operativos mediante los cuales vincular estructura y comportamiento. Adoptando la propensión al análisis del reduccionismo y enriqueciéndola con la tendencia a la síntesis del holismo, permite referirse a entidades complejas (vgr. los ecosistemas) de manera que pueden ser analizadas y compartimentalizadas, estableciendo una relación dialéctica entre la unidad de orden superior (el todo) y sus partes; es decir, razona los sistemas en términos de modelos conceptuales dinámicos.

No es de extrañar, entonces, que como una consecuencia directa del desarrollo del pensamiento sistémico se haya desprendido la actual *ciencia de los modelos*, como llama Casti (1997) al movimiento científico que se ocupa de la construcción y el desarrollo conceptual y metodológico de éstos. Los modelos, según Hall y Day (1977), son abstracciones de los sistemas, capaces de replicar las características esenciales que los identifican; por su parte, Grant et al. (1997) los definen como la descripción formal de los elementos esenciales de un problema o de un sistema de interés, subdividiéndolos según al menos cinco tipos básicos de dicotomías:

- Modelos físicos vs modelos abstractos. Los primeros son representaciones físicas (p.e. planos, maquetas, etc.) de una entidad real, en tanto que los segundos emplean símbolos (notación matemática y/o verbal) para representar el sistema bajo estudio.
- Modelos dinámicos vs modelos estáticos. Se denominan de una y otra manera, según representen o no el cambio del sistema con respecto al tiempo.
- Modelos correlativos vs modelos explicatorios. Los primeros describen un conjunto de relaciones, en tanto que los segundos describen, fundamentalmente, la dinámica interna que opera en y explica el sistema.
- Modelos determinísticos vs estocásticos. Se diferencian por que los primeros carecen de variables aleatorias, mientras que en los estocásticos la introducción de este tipo de variables otorga al comportamiento del sistema una impredecibilidad característica.

- **Modelos de simulación vs modelos analíticos.** La segregación entre unos y otros es menos clara que en los casos anteriores, pero puede pensarse que obedece a la complejidad del sistema bajo estudio; así, los modelos analíticos procuran resolver matemáticamente la concepción funcional que se tiene del problema, perdiendo en ocasiones capacidad predictiva cuando intervienen demasiadas variables e interacciones en el análisis, en tanto que los modelos de simulación sacrifican elaboración matemática a favor del realismo de sus resultados y pueden involucrar un mayor número de relaciones en sus representaciones. Esta dicotomía, sin embargo, no es demasiado relevante si se tiene en cuenta que muchos modelos de simulación envuelven modelos desarrollados analíticamente en los algoritmos que emplean para describir la realidad.

Un tipo particular de modelo, implícito en la mayoría de las clasificaciones anteriores, es el que emplea la notación matemática para describir un fenómeno de interés, alcanzando el mayor nivel de formalización en su representación de la realidad. Según Casti (1997), el modelado matemático trata de las reglas de la realidad; construye una pintura de ésta a través de símbolos lógicos, proveyendo un contenido significativo que permite explorar las propiedades de tal realidad reflejadas en el modelo.

Shugart (1998), por su parte, se refiere a la generalidad de los modelos como expresiones matemáticas desarrolladas para ser análogas, en algún sentido, a un sistema o fenómeno de interés; esta definición resulta, sin embargo, bastante parcial por cuanto desconoce la existencia de los modelos semánticos y gráficos.

De acuerdo con James Clerk Maxwell (citado por Casti, 1997) la formulación de un modelo es un proceso con un gran contenido subjetivo; un fenómeno natural, por ejemplo, solo puede impresionar la conciencia de un investigador a través de instrumentos de observación, sugiriéndose que la descripción posterior del fenómeno depende, en gran medida, de la capacidad de observación e interpretación de éste.

En consecuencia, el éxito que se derive del esfuerzo de construir un modelo matemático, sobre un sistema cualquiera, recae en la juiciosa selección de aquellas

propiedades observables y su significado (variables o parámetros) relevantes para los propósitos del modelo, es decir, en la fortaleza del modelo semántico que le subyace. Según Casti (1997), *"el estudio de un sistema natural comienza y termina con la especificación de las propiedades observables que describen tal sistema y con la caracterización de la forma en la que estas propiedades están vinculadas entre sí"*; de ninguna manera el conocimiento de la matemática, como instrumento descriptivo, es suficiente sin una buena observación, interpretación y elaboración conceptual previas del problema a estudiar.

2. ELABORACIÓN DE MODELOS

La elaboración conceptual del modelo implica, al menos, 6 pasos básicos (Grant et al., 1997):

- Establecer los objetivos.
- Definir los límites del sistema a modelar.
- Categorizar sus componentes.
- Identificar las relaciones entre éstos.
- Representar gráficamente el modelo conceptual (elaboración de diagramas causales o de Forrester, en el caso de los modelos de dinámica de sistemas).
- Describir los patrones de comportamiento esperados del modelo.

Una vez se han cumplido los dos primeros pasos, identificando los atributos particulares que interesan en el sistema, es necesario dividir los componentes del modelo según la función que van a cumplir dentro del mismo. Forrester (1961, citado por Grant et al., 1997; Martínez & Requena, 1986a) describe siete categorías básicas de componentes: variables de estado, parámetros, canales de materiales, canales de información, variables auxiliares, fuentes y sumideros, retardos y variables exógenas. Casti (1997), por su parte, solo considera tres tipos de componentes: parámetros,

variables externas y variables internas, formalizando su significado en la siguiente expresión:

$$\phi_{\alpha}(u)=y$$

Donde ϕ es la relación matemática que expresa dependencia entre las variables observadas, α son los valores que permanecen constantes en el modelo otorgándole propiedades definidas (parámetros), u las variables cuyo comportamiento es independiente del comportamiento del sistema (variables externas) e y las variables que describen el comportamiento del sistema (variables internas).

Las categorías formuladas por Forrester (1961, citado por Martínez y Requena, 1986a.) comparten la definición anterior de parámetros y variables externas, dividiendo las variables internas en tres categorías distintas:

- Variables de estado o niveles, que representan puntos de acumulación de material dentro del sistema.
- Variables auxiliares, que representan cantidades con un significado físico (existentes en el sistema real) pero que se explicitan en el modelo con el propósito de posibilitar los cálculos de transferencias de material entre niveles o de cambio de valor de otras variables auxiliares.
- Flujos, o valores variables de las transferencias de material entre niveles.

El concepto de fuente / sumidero introduce la noción del origen y del destino final de la materia hacia y desde el sistema bajo estudio y, finalmente, los canales de materia e información representan la dirección en la que ocurren transferencias de una y otra así: entre dos variables de estado, desde una fuente hacia una variable de estado o desde una variable de estado a un sumidero, en el caso de los canales de materia, o desde una variable auxiliar / exógena hacia otra, desde una variable hacia un flujo y/o desde un nivel hacia un flujo, en el caso de los canales de información. La figura IV.1. muestra los

símbolos gráficos que le corresponde a cada categoría en la representación diagramática de un modelo: Diagrama de Forrester.

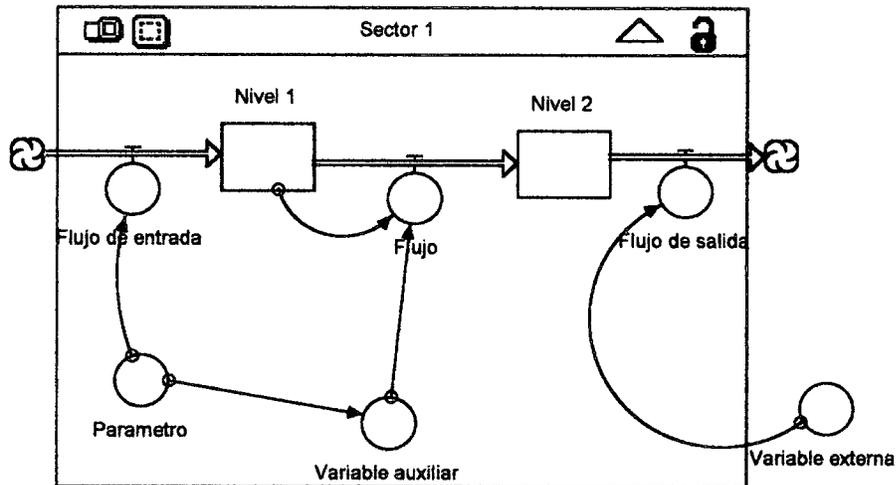


Figura IV.1. Diagrama de Forrester para un modelo de Dinámica de Sistemas. Las flechas de color azul representan los canales de materia y las de color rojo, los canales de información; las nubes representan las fuentes y los sumideros de materia.

Los canales de transferencia de materia e información son de enorme importancia para identificar las relaciones existentes entre los componentes del sistema que contempla el modelo; más aún, la existencia de canales de materia para diferentes elementos (agua, nitrógeno, materia orgánica, etc.) puede condicionar la elaboración de submodelos dentro del modelo general.

Finalmente, la representación matemática o especificación cuantitativa de las relaciones que se han puesto de manifiesto en la conceptualización del modelo, permiten alcanzar su máximo grado de formalización. Para ello, Grant et al. (1997) enumeran 4 pasos básicos:

- Selección de la estructura general cuantitativa del modelo. Los formatos matemáticos en los que se puede representar el comportamiento dinámico de un modelo pueden ser de álgebra de matrices, de diferencias entre compartimientos, de ecuaciones

diferenciales, de ecuaciones de diferencias finitas, de ecuaciones estocásticas, etc. (Jeffers, 1968). Ejemplos de estos formatos se presentan en la tabla IV.1.

- Selección de la unidad básica de tiempo para las simulaciones. Esto corresponde a la selección del intervalo de tiempo entre las soluciones iterativas de las ecuaciones del modelo; no necesariamente implica que el intervalo entre las salidas del mismo corresponda a este δT , aun que sí a un múltiplo del mismo. Los criterios que permiten definir la unidad básica de tiempo de simulación son: el nivel de resolución temporal del problema planteado, la representación temporal apropiada de los cambios del sistema a las tasas en las que realmente ocurren, la mayor facilidad para la parametrización del modelo según la información disponible y la racionalización de los costos del modelo en términos de tiempo y dinero.
- Identificación de las formas funcionales de las ecuaciones del modelo, las cuales pueden ser lineales, sigmoidales, asintóticas, exponenciales, etc.
- Alimentación del modelo con la información de entrada (valores iniciales de los niveles, magnitudes de los parámetros, etc.) Este último paso implica traducir las ecuaciones del lenguaje matemático al lenguaje de las computadoras digitales, ejecutando una primera simulación en las condiciones normales del sistema y presentando las ecuaciones formalmente, en una lista cuya secuencia lógica describa, claramente, como se resuelve el modelo.

Tipo de ecuación	Forma de la ecuación	Fuente.
a. Diferencial	$\frac{dy(t)}{dt} + ay(t) = b_0 x(t)$	http://ikdecse.ecse.rpi.edu/
b. De diferencias finitas	$Y(k+n) + a_{n-1}(k)y(k+n-1) + \dots + a_0(k)y(k) = gk$	http://liber.ithaca.edu/MARION/
c. De	$A_t = A(t - dt) + E * dt - S * dt$ donde dt es el intervalo de	

compartimientos	tiempo, E son las entradas al sist. A y S las salidas.	Jeffers, 1978.
d. De matrices	$A = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{21} \\ a_{12} & a_{22} \end{bmatrix}$ donde $Aa_t = a_{t+1}$	Jeffers, 1978.
e. Estocástico	$Y = a + bx$ donde a es constante y b una variable aleatoria cuyo valor oscila entre 2.0 y 2.5 siguiendo una distribución normal.	Grant et al., 1997

Tabla IV.1. La primera ecuación de la tabla es una ecuación diferencial de primer orden; la ecuación de diferencias finitas, una ecuación de n^{ésimo} orden, lineal y de coeficiente variable. En la matriz del ejemplo d. la primera columna es a_t y la segunda columna es a_{t+1} . En general, en los modelos de Dinámica de Sistemas es posible integrar todas estas estructuras cuantitativas para explicar las diversas relaciones existentes entre componentes (niveles, flujos y variables).

En el establecimiento del sistema de ecuaciones que regula el comportamiento dinámico del modelo, aparecen al menos dos tipos de ecuaciones, como lo enuncian Martínez y Requena (1986a): las ecuaciones definicionales (que normalmente expresan el comportamiento de los niveles) y las ecuaciones de comportamiento. De las primeras, su forma general es del tipo:

$$N(T) = N(T - 1) + DT*(FE - FS)$$

Donde N(T) es el valor del nivel en el instante T; N(T - 1) el valor del nivel en el instante T - 1; DT el intervalo de tiempo elegido para la simulación; FE(T) el o los flujos de entrada en el tiempo T y FS(T), el o los flujos de salida en el tiempo T. Este tipo de ecuaciones también pueden expresar el comportamiento de los flujos y, en general, se asemejan en su forma a los modelos de compartimientos. Las ecuaciones de comportamiento, por otra parte, establecen relaciones de causa - efecto entre dos

variables o más y pueden ser estocásticas o determinísticas. Las formas posibles que pueden tener este tipo de ecuaciones son muy variadas.

Finalmente, para precisar al máximo el modelo debe procederse a la fase de calibrado o parametrización. La calibración busca adjudicar los valores apropiados a los parámetros y se basa en información que puede obtenerse de diferentes maneras: a partir de datos cuantitativos obtenidos experimentalmente, a partir de relaciones teóricas o empíricas generalizables (inferencia estadística) y/o de información obtenida de la experimentación con el modelo en sí (Grant et al., 1997; Martínez y Requena, 1986a y 1986b).

Según Martínez y Requena (1986a), este último método es el más empleado en Dinámica de Sistemas, principalmente cuando existen series de datos lo bastante amplias como para estimar el valor los parámetros que más acerquen las predicciones del modelo al comportamiento histórico de las variables dependientes e independientes asociadas.

3. EVALUACIÓN DE MODELOS: validación, verificación y análisis de sensibilidad

Jeffers (1978) divide la evaluación de un modelo en dos procesos independientes que define como validación y verificación; el primero de ellos es la expresión cuantitativa de la medida en que las predicciones del modelo son coherentes con la información disponible del sistema real. El segundo de ellos, por su parte, hace referencia al proceso mediante el cual se evalúa cualitativamente si la construcción del modelo es una representación razonable de este último.

En general, se puede pensar que los términos *validación* y *verificación* no son los más afortunados para describir esta fase de la modelización. Según Oreskes et al. (1994) y Holling (1978), los modelos ecológicos, al igual que toda hipótesis científica, son imposibles de validar y/o verificar en virtud de la naturaleza termodinámica abierta de los sistemas que describen, de la subjetividad introducida por el investigador durante la observación y la medición de las variables, así como durante el planteamiento de su

estructura y dinámica, y por la constante mutación del conocimiento científico que siempre está refutando y replanteando sus postulados.

Para la ciencia, los modelos no son más que un conjunto organizado de hipótesis que representan el conocimiento actual que se tiene sobre un determinado fenómeno. Toda evaluación del mismo debe ir orientada, por tal motivo, a sopesar su valor heurístico, es decir, a probar que el modelo describe correctamente o no el sistema para cuya representación fue diseñado, más que a tratar de establecerlos como verdades absolutas. Sin embargo, Rykiel (1996) arguye que los criterios para evaluar un modelo deben ser más amplios que la simple comparación de sus predicciones con respecto a observaciones seleccionadas del sistema real. Durante la evaluación del modelo es preciso examinar un amplio arreglo de propiedades cuantitativas y cualitativas de su estructura y comportamiento en el que podrían incluirse los siguientes aspectos (Grant et al., 1997): la evaluación del modelo es preciso examinar un amplio arreglo de propiedades cuantitativas y cualitativas de su estructura y comportamiento en el que podrían incluirse los siguientes aspectos (Grant et al., 1997):

- La lógica de su estructura y la interpretabilidad de las relaciones funcionales que involucra.
- La correspondencia entre su comportamiento observado y los patrones esperados.
- La correspondencia entre sus predicciones y la información sobre el sistema real.
- La sensibilidad de las predicciones del modelo, con respecto a cambios en los valores de los parámetros importantes.

A la evaluación de la correspondencia entre las predicciones del modelo y la información sobre el sistema real se le denomina “contraste” y, normalmente, sigue la siguiente norma de convergencia:

$$\frac{y^c - y^o}{y^o} * 100 \leq \varepsilon$$

Donde Y^o es el valor observado de la variable Y , Y^c el valor calculado por el modelo y ε un valor absoluto predeterminado según el nivel de confianza que se le adjudique a la prueba (Martínez y Requena, 1986a). La evaluación según la norma de convergencia (que sigue la lógica básica de las pruebas del χ^2) es bastante simple cuando se trata de evaluar la eficiencia del modelo en la producción de valores unitarios de una variable cualquiera; sin embargo, el uso de este tipo de test estadísticos se complica cuando se quiere comparar la correspondencia entre los valores reales y los valores arrojados por la simulación en diferentes series de tiempo; Grant et al. (1987) presentan, en la Tabla IV.2., un resumen de las comparaciones cuantitativas más apropiadas entre las predicciones del modelo y los datos obtenidos del sistema real, donde: μ_{MP} es la media absoluta de los valores predichos por el modelo para una variable, \bar{X}_{MP} es su media estimada, μ_{RSD} la media absoluta de los valores del sistema real, \bar{X}_{RSD} su media estimada, S^2 la varianza de los datos y S la desviación estándar.

Como se observa en la tabla siguiente, la comparación de series de tiempo reales y simuladas presenta algunas complejidades que obligan a un análisis más cuidadoso que cuando se comparan valores puntuales. Las causas de tales complicaciones son varias, entre ellas la posible autocorrespondencia entre los valores de una misma serie de tiempo, el aumento de la varianza de los datos desde el principio hasta el final de las simulaciones y el escaso número de puntos con los que se cuenta en la mayoría de las series de tiempo disponibles para el sistema real.

De todas maneras, para estos casos es posible aplicar el método de correlación de curvas como una medida cuantitativa de correspondencia entre los valores obtenidos por la simulación y los datos observados; según Spiegel (1988), si las variables X y Y dependen del tiempo, es posible que pueda existir una relación matemáticamente observable entre ellas, aún cuando ésta no sea una relación directa.

Tipo de Predicción	Tipo de Modelo	Tipo de Datos del Sistema real	Comparación apropiada	PROCEDIMIENTO ADECUADO		
				Hipótesis nula	ESTADÍSTICA	
					Prueba estadística	No estadística
Valores Sencillos	Estocástico	Replicados	Comparación de medias de las predicciones con las medias del sistema real.	$\mu_{MP} = \mu_{RSD}$	$t = (\overline{X}_{MP} - \overline{X}_{RSD}) / \sqrt{(S_{MP}^2 + S_{RSD}^2) / n}$	
		No replicados	Comparación de la media predicha con el valor simple del sistema real.	$\mu_{MP} = \mu_{RSD}$	$t = (\overline{X}_{MP} - \overline{X}_{RSD}) / (S_{mp} / \sqrt{n})$	
	Determinística	Replicados	Comparación del valor simple predicho con la media de los valores del sist. real.	$\mu_{MP} = \mu_{RSD}$	$t = (\overline{X}_{MP} - \overline{X}_{RSD}) / (S_{RSD} / \sqrt{n})$	
		No replicados	Comparación de los datos sencillos predichos por el modelo con los valores sencillos del sistema real por norma de convergencia.			
Series de Tiempo	Estocástico	Replicados	Comparación de la curva medias arrojadas por el modelo con la curva media del sistema real, en lo que respecta al momento de los valores máximos y mínimos, la amplitud y la periodicidad de las fluctuaciones.	El procedimiento estadístico no es siempre posible de aplicar.		
		No replicados	Comparación de la curva media predicha con la curva sencilla del sist. real.	El procedimiento estadístico no es siempre posible.		
	Determinístico	Replicado	Comparación de la curva única predicha con la curva media del sistema real.	El procedimiento estadístico no es siempre posible.		
		No replicados	Comparación de la única curva predicha por el modelo con la única curva disponible del sistema real.	Unica posibilidad		

Tabla IV.2. Tomado de Grant et al. (1997). Comparaciones cuantitativas apropiadas entre los datos arrojados por el modelo de simulación y los datos disponibles del sistema real, dependiendo del tipo de predicciones del modelo, del tipo de modelo y de los datos disponibles del sistema real.

Asumiendo que las variables a analizar son X_{MP} y X_{RSD} , en las series de tiempo disponibles para cada una, es lógico asumir que si la primera es una representación hipotética de los mismos componentes e interrelaciones que determinan la segunda, lo que establece una relación directa entre las dos, debe existir una correlación notable entre las dos series de tiempo bajo análisis. Otras características, cuya correspondencia en las dos curvas revisten gran importancia en el proceso de evaluación, son: la tendencia general en el largo plazo, los movimientos cíclicos y los movimientos estacionales dentro de un mismo ciclo (Spiegel, 1988).

Según Grant et al. (1997), otro método bastante útil cuando se examinan series de tiempo replicadas (tanto para X_{MP} como para X_{RSD}) es la comparación visual entre las gráficas obtenidas, para una y otra serie, donde a la variación temporal de las medias se le agrega la variación temporal del error estándar de las muestras en cada tiempo T , obteniendo intervalos diarios de valores; el criterio de correspondencia es el solapamiento entre los intervalos observados y los simulados, de manera que si no existe tal solapamiento se considera que hay diferencias significativas entre las series de tiempo. A esta comparación, que no puede catalogarse formalmente como estadística, se le llama evaluación bajo "criterio práctico". Posteriormente, para afinar la evaluación bajo el criterio práctico, pueden tomarse los valores simulados y observados para instantes elegidos en la curva y aplicar un test de t para cada tiempo T .

De la evaluación del modelo bajo los criterios práctico y estadístico se pueden desprender las siguientes cuatro situaciones (según Grant, et al., 1997):

Criterios	Prácticos	
	Estadísticos	Diferencias no significativas
D. Significativas	El modelador considera las diferencias importantes y rechaza el modelo como no útil. El diseño estadístico de evaluación es apropiado.	El modelador considera las diferencias no importantes y acepta el modelo como útil. El diseño estadístico de evaluación es excesivamente duro.
D. No significativas	El diseño estadístico de evaluación no provee información adicional.	El modelador considera las diferencias no importantes y acepta el modelo como útil. El diseño estadístico de evaluación es apropiado.

Tabla IV.3. Interpretaciones de cuatro posibles combinaciones de significancia práctica o estadística que pueden encontrarse cuando se comparan las predicciones del modelo con los datos del sistema real.

Así, un diseño estadístico de evaluación puede ser excesivamente riguroso cuando, por ejemplo, el tamaño de la muestra está sobrestimado y la prueba estadística es demasiado sensible frente a pequeñas diferencias entre las predicciones arrojadas por el modelo y los datos reales; en el caso diametralmente opuesto, el diseño estadístico no ofrecerá información adicional a las pruebas hechas bajo el criterio práctico. Es de anotar que, según los enunciados de la tabla, los resultados del análisis, bajo el criterio práctico, tienen un peso específico mucho mayor en la evaluación que los arrojados por el test de t , lo que pondría a este último en el papel de simple complemento metodológico.

El análisis de sensibilidad, finalmente, permite estudiar como varía el comportamiento temporal de las variables endógenas frente pequeñas variaciones en el valor de los parámetros; en general, cuando se encuentra que una variable es muy sensible a un parámetro determinado y existen diferencias significativas entre su comportamiento simulado y el observado, es posible pensar que tales diferencias pueden tener su causa profunda en una estimación incorrecta del parámetro correspondiente. De esta manera, el análisis de sensibilidad es una herramienta sumamente útil en la fase de ajuste del modelo (Jeffers, 1978).

Según Martínez y Requena (1986a), la función de sensibilidad se desprende de la primera derivada logarítmica de la siguiente expresión matemática: $Y = F(T, \theta)$, donde Y es la variable dependiente, T el tiempo y θ un cierto parámetro, así:

$$\eta = \left[\frac{\delta (\ln Y)}{\delta (\ln \theta)} \right]_T$$

Siendo η es la función de sensibilidad. En general, si $\eta \approx 0$, Y es poco sensible a θ , y si $\eta \approx 0$ únicamente en los instantes T_n próximos al tiempo inicial, Y es poco sensible a θ en el corto plazo. Aunque para ser rigurosos, la función de sensibilidad debería conocerse para todas las variables endógenas (N) con respecto a todos los parámetros (M) del modelo, lo que resultaría en una matriz de η igual a $M \times N$, suele ser suficiente conocer la función de sensibilidad tan sólo para los niveles y las principales variables de flujo; esto queda, sin embargo, a criterio de los objetivos del investigador.

4. MODELOS MATEMÁTICOS ESPACIALMENTE EXPLÍCITOS

Según Stewart (1995) y Shugart (1998), los modelos espaciales son, por definición, aquellos cuyos procesos, eventos y salidas son afectados por el arreglo espacial de sus componentes. Así, en tanto los modelos espacialmente implícitos solo reflejan la topología del comportamiento dinámico del sistema, los espacialmente explícitos (MEE) emplean un sistema de coordenadas en dos o tres dimensiones que representan el espacio real en el que se desarrolla tal comportamiento (Stewart, 1995).

La necesidad de internalizar la heterogeneidad ambiental del sistema ha obligado a la inclusión de los GIS (Sistemas de Información Geográfica) para proveer un ambiente adecuado que permita almacenar, asociadas a coordenadas geográficas específicas, las variables espaciales del modelo y ponerlas en interacción con todos los demás elementos que hacen parte de éste, produciendo mapas cuyo cambio en los diferentes tiempos de la simulación reproducen el comportamiento dinámico del paisaje (Shugart, 1998; Pijanowski et al., 1996; Karssenber, 1997)

Estos modelos se usan, por lo general, como herramientas para examinar la dinámica espacial de procesos ambientales, como aquellos que influncian el cambio en el uso del espacio, y para anticipar los efectos potenciales de prácticas específicas de manejo sobre sistemas no homogéneos (Pijanowski et al. 1996; Shugart, 1998; Mitas et al., 1996). La figura IV.2. presenta una racionalización gráfica de la estructura básica de un modelo espacial ecológico:

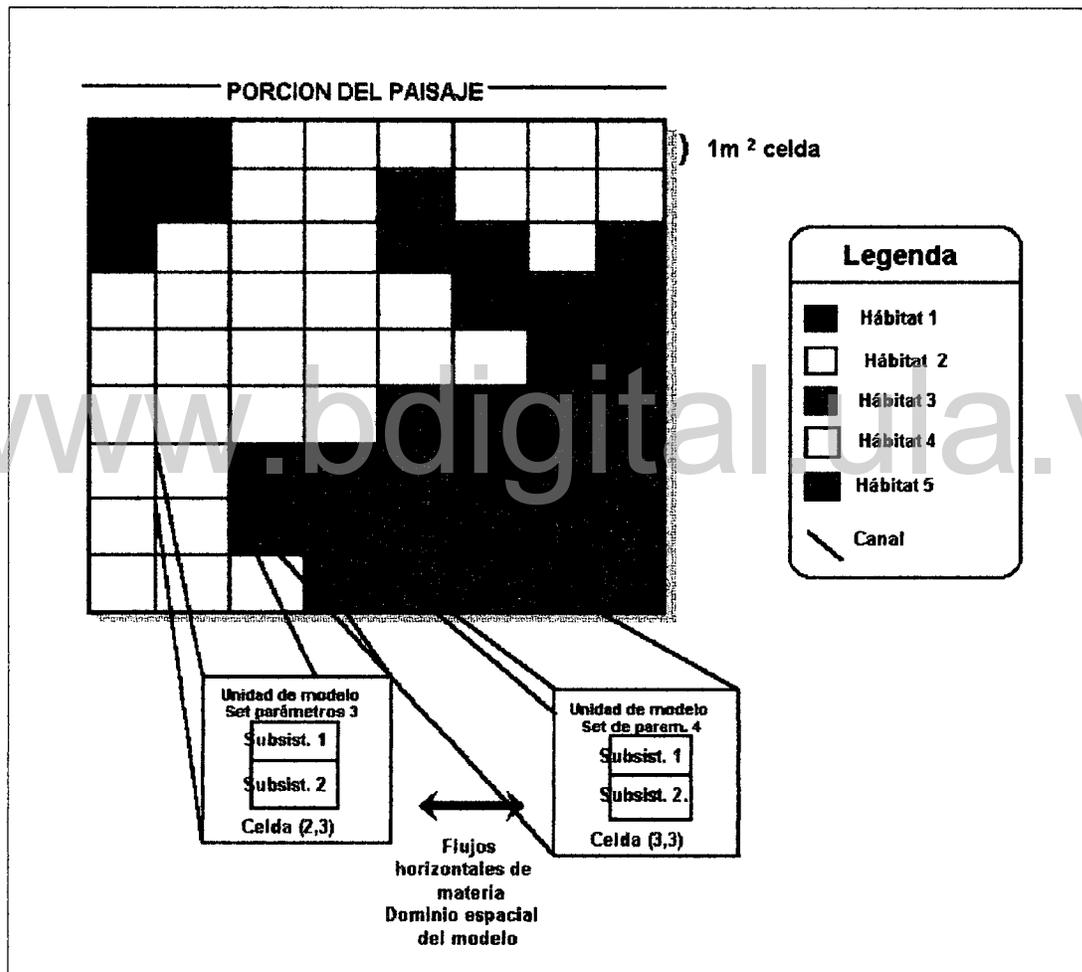


Figura IV.2. Cada celda corresponde a un tipo de hábitat (variable), el cual es usado para parametrizar el modelo en esa celda. Este modelo unitario simula la dinámica del ecosistema en los subsistemas 1 y 2, definidos con criterios funcionales. Nutrientes, agua, materiales suspendidos, etc., fluyen entre las celdas en el dominio espacial. Tomado de Constanza y Maxwell, 1995.

Según Pijanowski et al (1996), existen tres aproximaciones conceptuales y metodológicas que permiten clasificar los MEE en:

- **Ecológicos.** Un ejemplo de este tipo de modelos es el desarrollado por Constanza et al. (1990), el cual usa una red de celdas, cuyas ecuaciones describen la interacción de los flujos de agua y nutrientes entre celdas adyacentes, de la manera como se presenta en la gráfica anterior.
- **Estadísticos.** Este tipo de modelos, como el desarrollado por Turner (1989) para simular el cambio de uso del espacio en Georgia, usa el modelo conceptual de transición de Markov (empleado inicialmente en sucesiones: Shugart, 1998) y lo combina con la influencia de las celdas inmediatamente adyacentes para predecir el estado en el tiempo T_1 de una celda determinada.
- **Matemáticos.** Empleando la lógica de los autómatas celulares, se basa en información histórica sobre el avance o retroceso de cada tipo funcional de celda (autómata) con el fin de parametrizar las ecuaciones que mejor describen el crecimiento de las mismas, según este crecimiento sea espontáneo (influenciado por el estado de las celdas adyacentes), difusivo (cuando el autómata tiende a crecer sobre áreas de ciertas características), orgánico (que busca expandirse sobre sus propios límites) o influenciado externamente.

Shugart (1998), por su parte, considera la conectividad entre elementos espaciales como criterio más relevante para establecer su taxonomía y define tres categorías: modelos de paisajes en mosaico, modelos de paisajes interactivos y modelos de paisajes homogéneos. El primero de estos tres tipos asume que el paisaje puede ser dividido en elementos discretos, no interactivos, que cambian dinámicamente en el tiempo; el segundo construye los modelos reconociendo que los elementos del paisaje interactúan entre sí, de manera que pueden alterar la dinámica propia y de los otros. El tercer enfoque, finalmente, asume que el funcionamiento interno del paisaje está lo suficientemente mezclado como para permitir que el sistema pueda ser simulado como una unidad, sin atender a las particularidades en las dinámicas de sus elementos; este último tipo de modelos, sin embargo, no puede considerarse como espacialmente

explícito en todo el sentido del concepto, justamente por que desestima la heterogeneidad espacial y/o su influencia en el comportamiento de las variables del modelo, característica en la que recae la definición de los MEE.

De la clasificación conceptual de Shugart (1998) se desprende una categorización secundaria en la que los modelos construídos bajo el criterio de unidades discretas independientes, se dividen en:

- **Modelos Markovianos.** Similar a la categoría de modelos estadísticos de Pijanowski et al. (1996), enuncia que la probabilidad de transición de una celda al tiempo T_n depende, únicamente, del estado de la misma en el tiempo inmediatamente anterior y que el sistema es estable si los procesos de transición no varían en el tiempo.
- **Modelos de ecuaciones diferenciales.** Este tipo de modelo asume que las unidades espaciales del sistema pueden ser divididas en un número finito de clases (definidas funcional y/o estructuralmente) y que el efecto de la heterogeneidad espacial, sobre la dinámica de cada clase y su frecuencia, es razonablemente constante en el tiempo. También asume que el cambio de una celda de una clase a otra puede interpretarse como un flujo continuo de superficie entre clases.

- **Modelos de ecuaciones de diferencias finitas.** Si bien divide las unidades espaciales en un número finito de clases, se distingue de la categoría anterior por que supone un efecto discreto de la heterogeneidad espacial sobre el sistema, así como un comportamiento discreto del "flujo" de superficie entre clases.

Los modelos construídos a partir del concepto de unidades interactivas del paisaje se dividen en:

- **Modelos markovianos espacialmente interactivos.** Son similares a los modelos markovianos de la categorización anterior, pero en éstos la probabilidad de transición también está influída, en cada celda, por el estado de las celdas adyacentes.
- **Modelos espaciales basados en individuos.** Empleados básicamente para simular la suceción en sistemas forestales, utilizan variables como las tasas de producción y

establecimiento de semillas, de crecimiento y de mortalidad en cada clase de edad, así como las relaciones de competencia entre individuos, para determinar la probabilidad de que un espacio ocupado por una determinada especie pase a ser ocupado por un individuo de otra especie.

- Modelos de transferencia de materia. Desarrollados a partir de los modelos de compartimientos, necesitan discretizar el paisaje en “unidades homogéneas” (o biofísicamente uniformes) las cuales se relacionan entre sí a través del flujo de materiales. Cada celda del modelo corresponde a un solo tipo de unidad homogénea y puede ser considerada como un nivel (empleando la terminología D.S) en el dominio espacial del modelo (Peterson, com. pers)¹

De estas tres aproximaciones básicas pueden desprenderse otras tantas, combinándolas en el orden y en la *jerarquía* (espacial y/o funcional) que mejor se ajuste a los propósitos de la modelización. Para finalizar este capítulo es preciso anotar que el concepto de jerarquía, en el contexto de los MEE, busca incluir en el dominio espacial del modelo ese orden, evidente en todos los sistemas naturales, que permite al sistema existir en todos sus niveles de organización, en tanto que estos niveles representan solo diferentes perspectivas del sistema y, a su vez, existen en todos los subniveles que les componen (Webster, 1979). La organización de diferentes submodelos, en una estructura jerárquica apropiada, permite abordar la comprensión del sistema a diferentes escalas, tanto temporales como espaciales, y ampliar la definición misma del sistema bajo estudio.

5. ANTECEDENTES DE LOS MODELOS HIDROLOGICOS DE SIMULACION

La construcción de modelos ecológicos de simulación adquirió fuerza, en el contexto científico, con la aparición de los ordenadores y del desarrollo de la ciencia informática (Pagels, 1991); desde entonces se ha avanzado en la generación de modelos poblacionales, sucesionales, hidrológicos y de funcionamiento ecosistémico, entre otros,

¹ Peterson Steve. Asesor de High Performance Systems Inc; mailto: speterson@hps-inc.com

que exhiben un grado cada vez mayor de complejidad, tanto en el problema que abordan, como en los elementos e interrelaciones que intervienen en su construcción.

En el caso específico de los modelos hidrológicos, son muchos los reportes que pueden encontrarse en la bibliografía, principalmente por que la enorme mayoría de modelos de ciclado de nutrientes, de productividad y aún algunos modelos poblacionales (De Angelis et al., 1998) tienen como vector conductor de los procesos, la dinámica del agua en el sistema. Como consecuencia de la vasta cantidad de trabajos desarrollados en este sentido, es difícil hacer una prospección histórica de la evolución de los modelos hidrológicos; sin embargo, en la tabla IV.4. se presentan algunos de los ejemplos de más reciente desarrollo:

Siglas del modelo	Propósitos para los que fue desarrollado.	Entidad responsable
AGNPS (1) <i>(Agricultural non point source)</i>	Modelo de parámetros distribuidos para la predicción de la erosión del suelo y del transporte de nutrientes y/o sedimentos desde cuencas agrícolas, luego de precipitaciones fuertes. (modelo basado en eventos)	Servicio de Investigación en Agricultura U.S.A.
ANSWERS (1) <i>(Areal nonpoint source watershed environmental response simulation)</i>	Modelo de parámetros distribuidos y basado en eventos, para la simulación del comportamiento de cuencas que tienen la agricultura como su uso primario.	Servicio de Investigación en Agricultura U.S.A.
GLEAMS (1) <i>(Groundwater loading effects of agricultural management systems)</i>	Modelo a escala de gran resolución para la evaluación de los efectos de prácticas de manejo sobre el movimiento de agentes químicos en la zona de raíces de las plantas.	Servicio de Investigación en Agricultura U.S.A.
SWAT (1) <i>(Soil and water assessment tool)</i>	Modelo cuyo propósito es el de predecir el efecto de desiciones alternativas de manejo sobre el agua, los sedimentos y carga de nutrientes en cuencas rurales que carecen de mediciones hidrológicas.	Estación experimental en agricultura de Texas.
RZWQM (1)	Modelo para la evaluación de la calidad y la cantidad del agua	USDA – ARS - GPSR

<i>(Root zone water quality model)</i>	presente en el área de raíces de la planta.	
<i>TOPMODEL (1)</i>	Simulador del comportamiento hidrológico de vertientes montañosas.	No informa
<i>WEPP (1)</i> <i>(Water erosion prediction project)</i>	Modelo de parámetros distribuidos y basado en procesos para la simulación continua de la erosión en cuencas pequeñas.	Universidad de Illinois, U.S.A.
<i>SWRRB (1)</i>	Simulador del ciclo hidrológico en cuencas rurales	No informa
<i>MODFLOW (1)</i>	Status desconocido, en fase de desarrollo.	No informa
<i>ATLSS (2)</i> <i>(Across trophic level system simulation)</i>	Si bien su propósito fundamental es la predicción del impacto de la alteración de los Everglades en las poblaciones de algunas especies pertenecientes a niveles tróficos elevados, se basa, en primera medida en la simulación, espacialmente distribuida y orientada por procesos, del ciclo hidrológico local.	Universidad de Miami, Universidad de Tennessee, Servicio de Información Geológica U.S.A..
<i>CHRUs (3)</i> <i>(Chemical hydrological response units)</i>	Modelo espacialmente distribuido, de escala regional, para la simulación del transporte de elementos químicos en el agua.	Universidad de Jena.
<i>CLAWS (4)</i> <i>Coupled landscape and water system</i>	Modelo de parámetros distribuidos para integrar procesos hidrológicos y geomorfológicos en sistemas de bosque.	No informa
Tabla IV.4. (1) Tomado de Engel, 1996; (2) tomado de De Angelis et al., 1998 ; (3) tomado de Bende-Milch, 1997; (4) tomado de Duan, 1995.		

Pese a que todos estos modelos fueron desarrollados durante la presente década, la historia de los modelos hidrológicos se remonta a unos veinte o treinta años atrás; según Martínez y Requena (1986b), un pionero en esta área fue el ingeniero del MIT, J. Forrester, quién planteó un símil hidrodinámico de un sistema hidrológico en términos de

un modelo de Dinámica de Sistemas (D.S.) en la década de los cincuenta. Posteriormente, diversos autores centraron sus esfuerzos en el desarrollo de modelos analíticos y de simulación sobre aspectos específicos del ciclo hidrológico o en la simulación de todo el ciclo para pequeñas cuencas, sin alcanzar aún el grado actual de espacialización de los datos con que se cuenta hoy día; por ejemplo, Morris (1981) hace una detallada descripción de las variables y los parámetros a tener en cuenta en el planteamiento de un modelo analítico de flujo superficial de agua en una cuenca. Slack y Larson (1981), por su parte, presentan e ilustran el uso de un modelo de dos fases sobre la infiltración (partición en superficie y penetración), basado en las propiedades físicas del suelo. Egbuniwe (1981), finalmente, resume y discute algunos de los modelos de simulación hidrológica con los que se contaba a principios de la década de los 80, entre los que se encuentran: el modelo Stanford para cuencas, que representa los procesos del ciclo hidrológico, desde la precipitación hasta las salidas, como una serie de expresiones matemáticas, (Linsley y Crawford, 1966, citado por Egbuniwe, 1981); los modelos paramétricos deterministas de Chow (1969, citado por Egbuniwe) y de Dawson (1969, citado por Egbuniwe, 1981); el modelo estocástico de Amorocho y Hart para cuencas no documentadas (1964, citados por Egbuniwe, 1981) y el modelo de caja negra de Zand y Harder (1973, citados por Egbuniwe, 1981).

Para finalizar este capítulo es necesario mencionar que, durante los últimos años, se han desarrollado programas de simulación para procesos que suceden en la escala del paisaje (el ciclo hidrológico entre éstos) que tienen la capacidad de combinar las facilidades del planteamiento de modelos en términos de D.S. y la necesidad de incorporar las bases de datos en sistemas geográficos para crear un dominio espacial, además del temporal, en el modelo. Estos programas no tratan aspectos específicos, sino que permiten al modelador crear su propio modelo, en la problemática de su elección, y espacializarlo con los parámetros adecuados; ejemplos de estos programas son el PCRaster, desarrollado por la Universidad de Utrecht (Kassenberg, 1997) y el SME (Distributed Modular Spatio-temporal Modelling Environment), desarrollado por la Universidad de Maryland (Constanza et al., 1997)

La figura IV.3. presenta una visión gráfica de la arquitectura del SME, cuyos componentes básicos se asemejan a los del PCRaster, excepto por que este último no permite el intercambio de información con paquetes gráficos de simulación (como el STELLA), de manera que el proceso de modelado parte directamente de la representación del sistema en términos de su propio lenguaje de modelado dinámico.

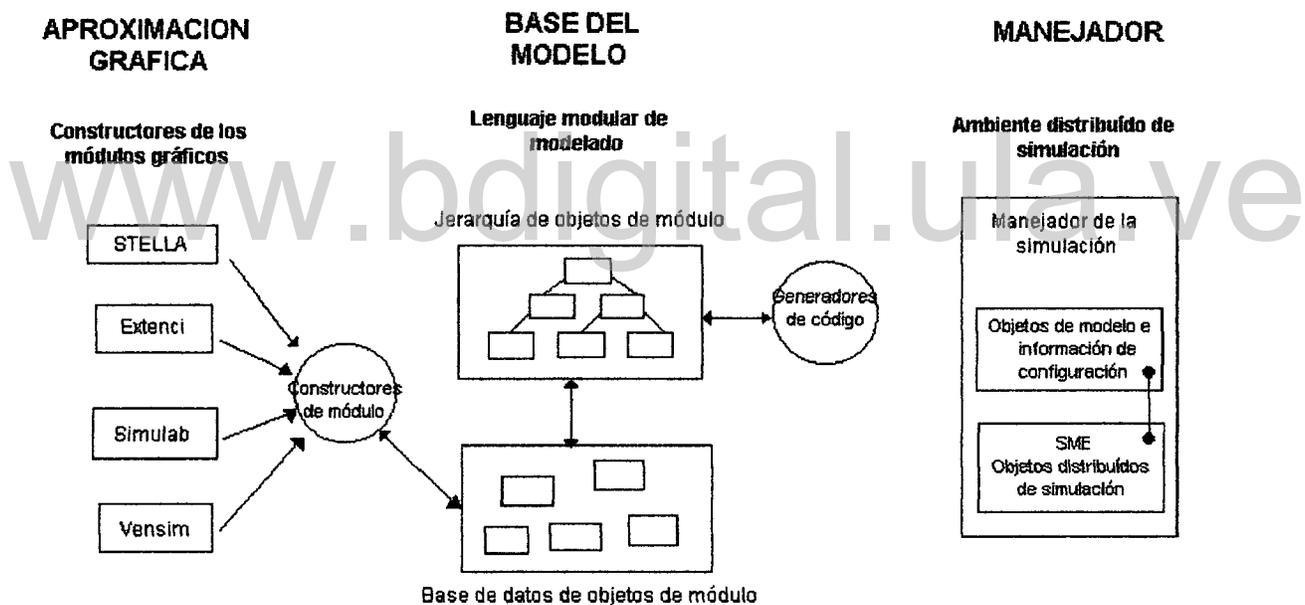


Figura IV.3. Arquitectura del SME: Visor, base del modelo y manejador (Tomado de Constanza & Maxwell, 1995) La base de datos de objetos de módulo se construye en un ambiente SIG.

V. INTRODUCCION AL MODELO HIDROLOGICO GENERAL DE DINAMICA DE SISTEMAS

Este trabajo de modelización consta de dos tipos de esfuerzos complementarios: uno relativo a la descripción y posterior simulación de la dinámica del agua dentro de un prisma del sistema con características ambientales homogéneas, también llamado modelo de dinámica vertical, y el segundo, llamado de dinámica horizontal, relativo a la descripción de las transferencias de agua entre diferentes prismas ó celdas cuyas características ambientales varían en función de su localización, representando así la variabilidad espacial de los parámetros del modelo en el área de estudio. En la figura V.1. se resume gráficamente esta aproximación metodológica.

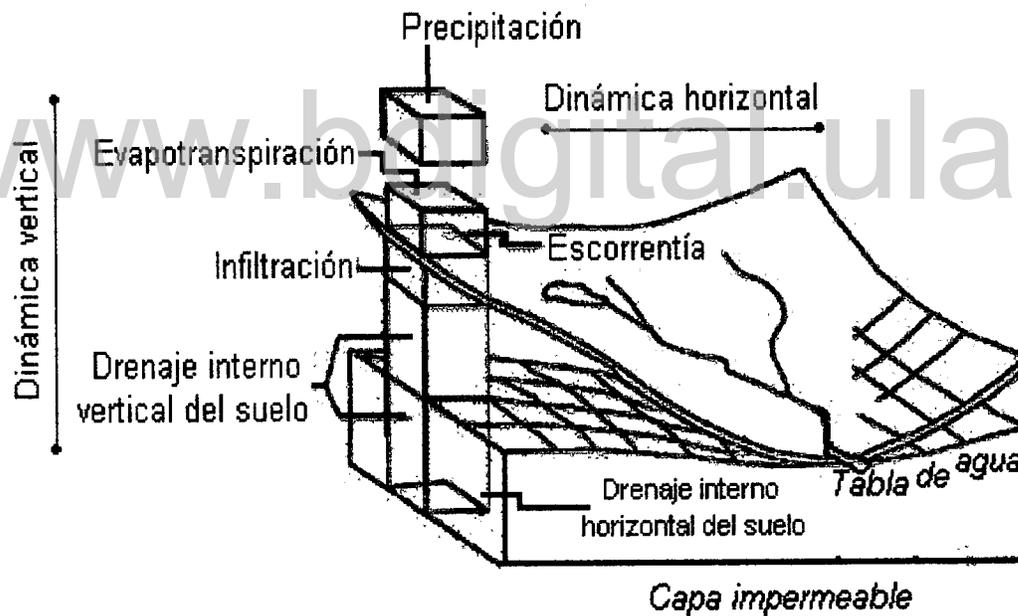


Figura V.1. Representación diagramática de los dos dominios complementarios del modelo hidrológico: el modelo de dinámica vertical del agua y el modelo de dinámica horizontal. La cuadrícula representa la subdivisión del área en prismas, como el que aparece en la figura, cuyas características varían en función de la heterogeneidad espacial de los parámetros ambientales que regulan el comportamiento del régimen hidrológico.

Siguiendo este orden de ideas, se propone la utilización de dos software de elaboración y simulación de modelos: el primero de ellos es Stella Research 5.1™, una interfase gráfica que emplea las convenciones usuales en el lenguaje de Dinámica de Sistemas y permite diseñar, hacer una calibración preliminar y realizar los análisis de sensibilidad del modelo de dinámica vertical.

El segundo es el SME3© (Spatial Modelling Environment 3.0), mencionado en el capítulo correspondiente a modelización, a emplear en la integración de todas las unidades espaciales del modelo y la construcción del modelo de dinámica horizontal del agua en el sistema; éstas integración, construcción y simulación del modelo espacialmente explícito, en el ambiente del SME3, representa una complejidad metodológica tal que escapa a las posibilidades de una tesis de maestría; queda, por tanto, sujeto a un futuro desarrollo fuera del marco del presente trabajo.

Si bien el uso del SME3 impone la construcción del modelo de dinámica horizontal en lenguaje de programación, C++, para facilitar la comprensión del mismo por el lector se expondrá, en el presente trabajo, utilizando la simbología de la Dinámica de Sistemas según Martínez y Requena (1986), de la misma manera como se hace con el modelo de dinámica vertical.

**FORMULACION DE UN MODELO GENERAL D.S. DE BALANCE HIDRICO EN
LOS LLANOS INUNDABLES DEL EDO. APURE: modelo vertical de la dinámica
del agua en el sistema**

Grosso modo, el modelo general D.S. de balance hídrico consta de los siguientes compartimientos y flujos entre ellos:

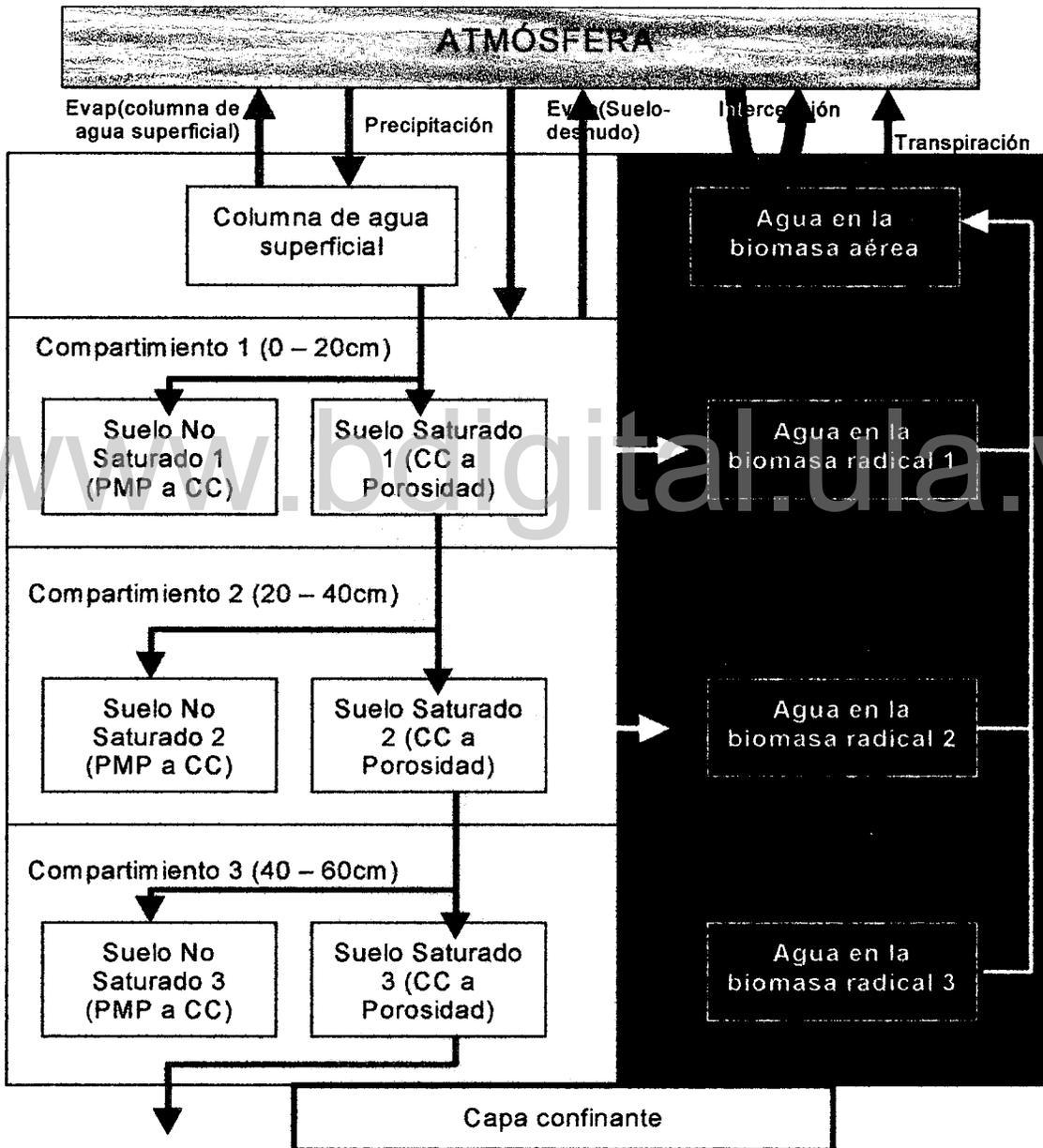


Figura VI.1. Representación gráfica del modelo vertical de dinámica hídrica.

Dada la complejidad del sistema y para permitir tanto la comprensión como la construcción misma de la estructura cuantitativa del modelo general, lo hemos dividido en dos sub – modelos: suelo y vegetación, relativos a diferentes procesos y/o diferentes compartimientos, los cuales se integran en un nivel de orden superior, el modelo general, constituyendo una estructura jerárquica de la manera como se resume en la Figura VI.2.

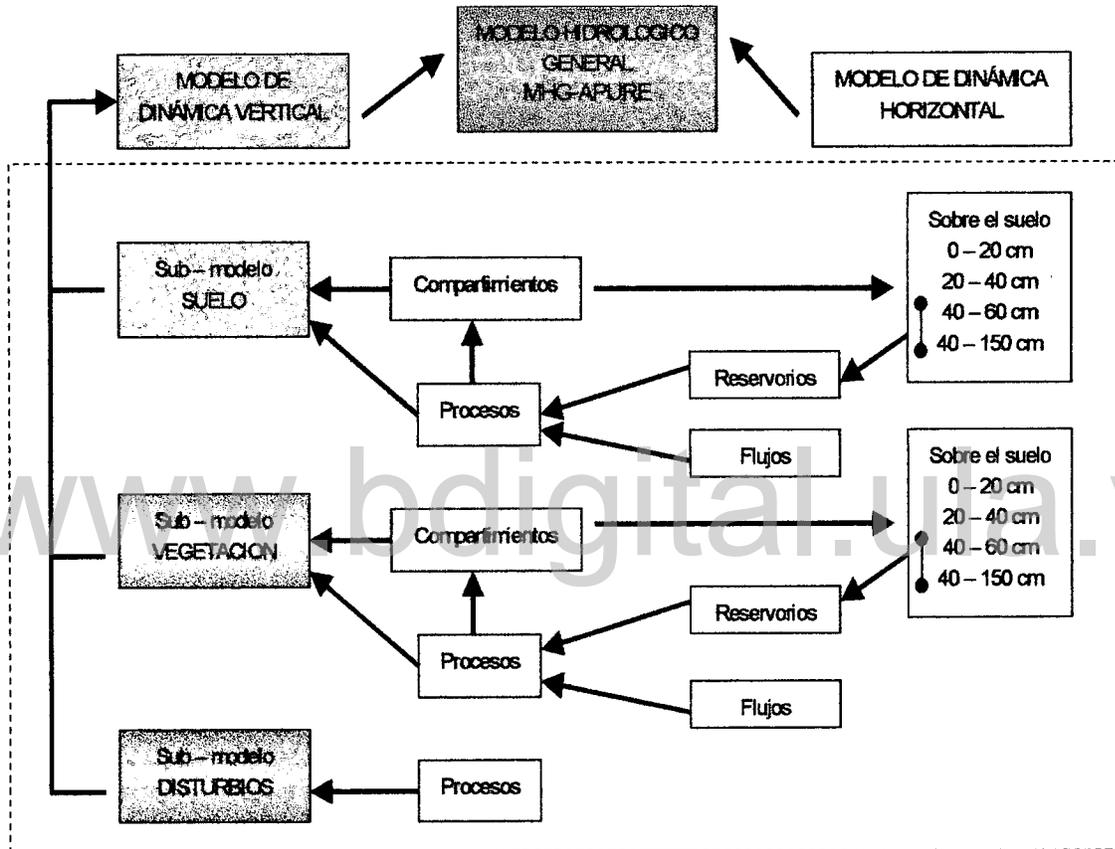


Figura VI.2. Representación esquemática de la estructura del Modelo Hidrológico General (MHG-Apure). Nótese la existencia de cuatro niveles jerárquicos. Las flechas simbolizan transferencias de información entre componentes del mismo, del siguiente y del anterior orden jerárquico.

Según Fitz *et al.* (1993), una forma válida para simplificar y optimizar el análisis de sensibilidad de modelos cuyo grado de complejidad es alto, es decir, que presentan un número elevado de combinaciones de parámetros, variables, flujos y niveles, es el de realizarlo, inicialmente, para todos los parámetros de interés en cada uno de los sub – modelos de orden inferior; para posteriormente, sólo tener en cuenta aquellos parámetros que hayan demostrado una influencia significativa en el comportamiento de los componentes.

Es necesario resaltar, para finalizar el numeral, que este modelo hidrológico no pretende ser más que una primera aproximación a la comprensión del comportamiento del agua, en sus dimensiones espacial y temporal; la información disponible para caracterizar las unidades y representar los procesos no nos permite ser más ambiciosos en los propósitos que se persiguen. Sin embargo, la identificación de los vacíos informativos, a través del esfuerzo modelizador, ya es, en sí mismo, un logro importante, en la medida en que permite orientar futuros proyectos de investigación y trabajos de campo.

1. SUB - MODELO SUELO

.1.1 Formulación de las bases conceptuales del sub – modelo SUELO.

Desde el punto de vista del balance hidrológico, las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo son determinantes claves en el comportamiento de un sistema (Hillel 1971), lo que hace muy importante la cuidadosa elección de aquellas características edáficas consideradas relevantes en la formulación general del modelo de balance hídrico.

En el suelo deben considerarse dos reservorios de agua funcionalmente bien diferenciables: el y el no saturado, como se observa en la figura VI.1. (Fitz et al. 1993). A su vez, es preciso tener en cuenta paralelamente la compartimentalización en capas superpuestas, bien sean de origen pedogenético o correspondientes a las diferentes fases de la sedimentación aluvial que caracterizan los suelos en el área de estudio (Schargel & González 1972, ECOSA 1980). Las propiedades fisico-químicas de tales capas o compartimientos, particularmente las propiedades físicas, determinan en mayor medida el valor de los parámetros de los modelos hidrológicos que se han desarrollado (Swarbrick 1998; Rawls *et al.* 1992; Vereecken *et al.* 1989; Van Genuchten & Leiji 1992; Kern 1995)

Con el propósito de integrar estos dos criterios se plantea, en primera medida, la segregación del subsistema suelo en diferentes compartimientos, cada uno correspondiente a un rango de profundidad (de la manera como se aprecia en la figura VI.1.) reconociendo a su vez en cada compartimiento dos reservorios: “Agua en el Suelo

no Saturado” y “Agua en el Suelo Saturado”¹. En todos los casos, solo el agua gravimétrica o de saturación de un compartimiento puede ser transferida a los compartimientos inferiores (Hillel 1971). En esta figura todavía no hemos considerado las posibles transferencias laterales, es decir en sentido horizontal, entre unidades de suelo de diferentes celdas, las que aparecen en el diagrama como salidas y entradas hacia y desde el compartimiento (Figura VI.3.). Las transferencias horizontales desde el punto de vista de este primer modelo D.S., cuyo énfasis es la representación de la dinámica vertical de las unidades hidrológicamente homogéneas, son consideradas entonces como entradas o salidas, según sea el caso; más adelante, durante el análisis de la dinámica horizontal del agua entre las diferentes unidades espaciales del modelo, retomarán su naturaleza de transferencias al interior del sistema.

Para simplificar el modelo, ajustándolo a la información disponible, consideramos sólo las tres primeras capas de suelo, de veinte en veinte centímetros de profundidad, caracterizándolas por sus propiedades físicas y químicas (. color, % m.o., textura). Estas características de cada capa pueden reflejar diferentes fases de la sedimentación aluvial ó corresponder a horizontes pedogenéticos, dependiendo principalmente de la historia de los procesos sedimentarios y de las condiciones de evolución de los suelos.

Se asume, entonces, que los capas más profundas del suelo, por debajo de 60 cm, tienen una influencia mínima en el comportamiento hidrológico del sistema, bien sea por que infrayacen o hacen parte del duripan, formado gracias a los procesos pedogenéticos de iluviación de arcillas, precipitación de sesquióxidos y cementación plintífica que se hacen más evidentes cuanto más los depósitos, ó bien por que están fuera del alcance de las raíces y, por lo tanto, no forman parte del sistema, funcionando en el modelo como sumideros.

¹ La denominación de un reservorio del suelo como “Suelo Saturado” significa que, en este reservorio, las entradas y las salidas que definen su tamaño están sujetas a las premisas y parámetros determinados para suelos cerca de la saturación: Conductividad hidráulica saturada, transferencias a horizontes inferiores, etc. No tiene el mismo significado que “Agua de Saturación”, concepto que describe el volumen de agua necesario para saturar, completamente, el medio poroso de un compartimiento del suelo.

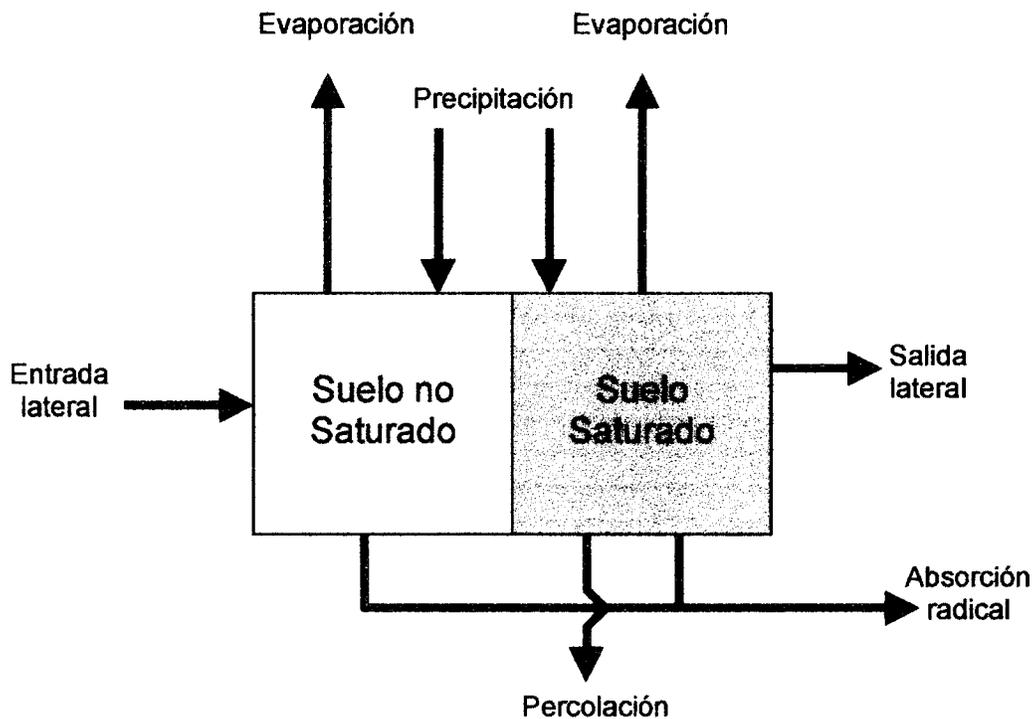


Figura VI.3. Entradas y salidas hacia y desde el subsistema SUELO, según el modelo general de balance hídrico. Las entradas se representan con flechas azules y las salidas con flechas rojas. La percolación y las salidas laterales sólo son posibles desde el reservorio saturado, mientras que las entradas laterales sólo son posibles al reservorio no saturado. Las demás entradas y salidas son indistintas

Si bien en un planteamiento inicial se contempló introducir, como premisa del modelo, la omnipresencia de una capa confinante en el área de estudio, análisis posteriores de la información bibliográfica y de campo llevaron a plantearnos que la capa impermeable sólo existe en dos circunstancias específicas: cuando los sedimentos aflorantes ó muy cercanos a la superficie (a menos de 30 cm de profundidad) han sufrido una pedogénesis moderada (alfisoles del Q2), que dio origen a un horizonte argílico de iluviación enriquecido con sesquióxidos de hierro, ó cuando una fase de acumulación, aflorante ó cercana a la superficie y correspondiente a un ambiente de cubeta de decantación, generó una capa arcillosa que determina un drenaje impedido.

En ambos casos la conductividad hidráulica saturada de esos horizontes es muy baja, configurando una capa confinante desde el punto de vista hidrológico. Cabría suponer la existencia de diferencias marcadas en las propiedades físicas y en la profundidad, entre los horizontes confinantes resultantes de la pedogénesis y los que derivan del ambiente

de depósito; sin embargo, la información disponible obtenida del trabajo de campo resulta poco apropiada para la escala del modelo, al igual que la cartografía 1:200.000 (ECOSA 1980). Esto nos obliga a hacer algunas generalizaciones:

- ❖ El duripan existe en las unidades geocronológicas del Q2 y del Q1 sobre Q2 (este último cerca de la superficie), en ambientes de bajío o de cubeta, donde infrayace al tercer compartimiento del perfil característico de la unidad. Sus propiedades son comunes a todas las unidades hidrológicamente homogéneas que pertenecen a esta geocronología y a estos ambientes de deposición.
- ❖ La capa confinante solo aparece en las unidades geocronológicas del Q1 y del Q0 cuando el ambiente de depósito predominante en cualquiera de estas fases sedimentarias, es o ha sido el de cubeta de decantación. Sus propiedades se revelan en la caracterización del perfil que corresponde a la respectiva unidad hidrológicamente homogénea.

.1.2 Formulación de la estructura cuantitativa del sub-modelo SUELO.

Los componentes del modelo de balance hidrológico se han categorizado, según la nomenclatura aceptada en Dinámica de Sistemas, como : variables de estado (niveles ó reservorios); variables de flujo (entradas, salidas y transferencias); parámetros; variables externas y variables internas (Martínez y Requena 1986). Las variables de estado se calculan, de manera genérica, como se muestra a continuación:

$$\text{Var. Est } (t) = \text{Var. Est } (t - dt) + \text{Entradas } (dt) - \text{Salidas } (dt)$$

donde dt es el tiempo de paso del modelo, en este caso igual a un día, y t un tiempo determinado de la simulación. En la estructura cuantitativa, a este tipo de ecuaciones se les denomina "Ecuaciones Definicionales".

Los flujos, las variables internas y los parámetros se calculan, por otra parte, empleando para ello modelos analíticos reportados en la bibliografía. Las variables externas, como su nombre indica, son independientes del comportamiento del sistema, al menos en la escala espacio – temporal que corresponde al modelo, y en consecuencia

sus valores se derivan directamente de su medición en campo (variables climáticas, p.ej.) o en laboratorio (v.gr. propiedades físicas del suelo) .

.1.2.1 Las entradas al sub - sistema SUELO.

El modelo contempla dos entradas básicas (figura 6) : precipitación efectiva y transferencias laterales, internas y por escorrentía superficial, desde unidades de suelo adyacentes. Estas últimas, por caer dentro de la competencia del modelo de dinámica horizontal, se explicarán en un capítulo posterior.

La precipitación efectiva, por otra parte, responde a la siguiente ecuación:

$$Pp.efect. (dt) = Pp. Total (dt) - Intercepción (dt)$$

donde dt es, nuevamente, el tiempo de paso del modelo. La unidad de medida de esta variable es $mm*d^{-1}$.

A su vez, la precipitación total ($Pp.Total$ en $mm*d^{-1}$) es categorizada como una variable externa y se alimenta en el modelo en la forma de una serie de tiempo de 29 años, tomada de la base de datos del Sistema Nacional de Información Hidrológica y Meteorológica SINAIHME, para la estación Mantecal. Finalmente, la *Intercepción*, entendida como el retorno a la atmósfera, por evaporación, de una proporción de la precipitación total que queda almacenada sobre las superficies vegetales durante un evento de lluvia, se asume como una función dependiente de las características de la precipitación misma y de la cobertura vegetal, razón por la cual discutiremos su representación cuantitativa en el capítulo correspondiente al sub - modelo VEGETACION.

.1.2.2 Las salidas del sub - sistema SUELO.

En el modelo se contemplan cuatro salidas: por evaporación directa desde el compartimiento superficial, por absorción de las raíces presentes en los respectivos compartimientos del submodelo vegetación, por percolación, cuando no hay una capa confinante, y por transferencias laterales, internas y externas, hacia una unidad espacial adyacente. Estas últimas, de manera similar a las entradas por transferencia lateral, se considerarán en el modelo de dinámica horizontal.

.1.2.2.1 Salidas por evaporación directa

Existen tres escenarios posibles a tener en cuenta para modelar la evaporación directa desde la superficie del suelo: suelo desnudo, suelo cubierto por una columna de agua de espesor variable, suelo bajo cobertura vegetal. Sólo en los dos primeros escenarios existe una salida por evaporación directa (no mediada por flujos transpiratorios o interceptación), al menos desde el punto de vista del presente modelo, ya que las pérdidas de agua hacia la atmósfera por este concepto se hacen despreciables cuando existe una cobertura vegetal más o menos continua. De esta manera, del área correspondiente a cada celda, un área igual a la diferencia del área total (en m^2) menos la cobertura vegetal total (también expresada en m^2) pierde agua por evaporación directa. La evolución temporal de la variable "Cobertura Vegetal" se explica en el numeral correspondiente al compartimiento VEGETACION.

Las salidas restantes son: por evaporación desde una película de agua superficial (nivel "Columna de agua superficial" en las Figuras 1 y 5) y desde el suelo desnudo.

.1.1.1.1 Evaporación directa desde una columna de agua superficial.

Antes de proseguir con la descripción cuantitativa de esta salida es necesario señalar que, en sentido estricto la columna de agua superficial no formaría del subsistema SUELO. Sin embargo, la hemos incluído dentro de éste por motivos prácticos, dada la relación biunívoca existente entre el tamaño del reservorio (altura de la columna de agua) y la velocidad de la infiltración en el compartimiento superior del suelo (0-20 cm).

La evaporación desde una columna de agua superficial es igual, en el contexto del MHG-Apure, a la demanda evaporativa de la atmósfera. Se han postulado otros factores relevantes en esta salida, como la textura del horizonte superficial del suelo (Fitz et al. 1993); que no tendremos en cuenta por falta de información suficiente. La demanda evaporativa atmosférica, según Strahler (1973) y Custodio & Lilamás (1981), puede derivarse del siguiente modelo empírico:

$$DEAtm (dt) = Evap - A (dt) * C$$

donde $DEAtm$ es la demanda evaporativa atmosférica (mm), $Evap - A$ es la evaporación medida en tanque clase A, también en mm, dt es el tiempo de paso del modelo y C es un factor de corrección, igual a 0.75, que busca eliminar el error introducido por la tina en la que se efectúa la medición. Este coeficiente C puede tomar distintos valores (en general, de 0,8 a 0,7), según las características climáticas de una zona. En este trabajo se adopta el factor de 0,75 (Straler 1973), por ser el que más aproxima al valor de la evapotranspiración potencial calculada siguiendo el método de Thornthwaite.

En general, la estimación de la demanda evaporativa atmosférica por métodos analíticos constituye una labor compleja (Katul & Parlange 1992). Según estos autores, la estimación de la evaporación potencial basados en el modelo Penman - Brutsaert, una derivación del modelo de Penman (1948), responde a la siguiente ecuación:

$$E_p = W(R_n - G) + (1 - W)E_A$$

donde E_p es el flujo de calor latente, W es una función derivada de la pendiente de la curva de saturación de vapor y temperatura de la atmósfera y de una constante psicrométrica (γ) y E_A es el poder secante de la atmósfera ó su capacidad para transportar calor. En el cálculo de los componentes de esta ecuación aparecen variables sobre las que difícilmente existe información en las estaciones climáticas convencionales, tales como la velocidad de fricción y la viscosidad cinemática de la atmósfera (para el caso de E_A) en un momento determinado. Por tal razón preferimos usar, en este modelo una fórmula empírica sencilla como la enunciada por Strahler (1973), más que una fórmula analítica como la que presentan Katul & Parlange (1992), pese a los buenos resultados que la última parece arrojar ($R^2 \approx 0,96$).

.1.1.1.1.2 Evaporación directa desde el suelo desnudo.

La evaporación directa desde el suelo desnudo se representa aquí como una función dependiente de la demanda evaporativa de la atmósfera, de la textura del compartimiento superficial y de su contenido relativo de humedad (Custodio & Lilamás 1981; Slater 1996). Según Slater, la siguiente ecuación permite calcular la evaporación desde el suelo desnudo:

$$Eg = f(\eta g / \eta_{sat}) * Ep$$

donde Ep es la evaporación potencial calculada (ó demanda evaporativa atmosférica) y $f(\eta g / \eta_{sat})$ es un índice determinado empíricamente, dependiente de las propiedades físicas del suelo superficial y del tamaño del reservorio disponible para este flujo ($\eta g / \eta_{sat}$ = *contenido relativo de humedad con respecto a la saturación*), cuyos valores se mueven en el rango de 0 a 1 y que representa la resistencia del suelo a la evaporación directa. Como no se poseen datos sobre el índice $f(\eta g / \eta_{sat})$ para los suelos del área de estudio, es necesario estimarlo para lo que debemos hacer previamente algunas consideraciones teóricas.

Según Young & Nobel (1986) existe una relación clara entre la disminución de la evaporación desde el suelo desnudo y el aumento de la diferencia de presión hídrica entre la atmósfera y el suelo. La ecuación para obtener del índice en el caso de un suelo de textura franco-areno-arcillosa se presenta a continuación:

$$f\left(\frac{\eta g}{\eta_{sat}}\right) = \begin{cases} 1 & \eta g / \eta_{sat} \geq 0,365 \\ 6,9((\eta g / \eta_{sat}) - 0,22) \Rightarrow 0,22 \leq \eta g / \eta_{sat} < 0,365 \\ 0 & \eta g / \eta_{sat} < 0,22 \end{cases}$$

Es posible inferir ciertas relaciones del valor del índice con respecto al potencial hídrico del suelo, a diferentes valores de saturación. Así, en un suelo franco areno arcilloso, el índice es igual a 1 cuando el contenido relativo de humedad con respecto a la saturación, del horizonte superficial, es mayor de 0,365; el índice varía entre 0,95 y 0,07 cuando el contenido relativo de humedad oscila entre 0,23 y 0,365; finalmente, el índice se hace igual a 0, es decir no hay evaporación directa desde el suelo desnudo, cuando el contenido relativo de humedad es igual o inferior a 0,22. En la Gráfica VI.1. se presenta la variación calculada, según la ecuación anterior, de $f(\eta g / \eta_{sat})$ con respecto al porcentaje de saturación de un suelo de textura similar al del ejemplo y se contrasta con el valor del potencial hídrico correspondiente a cada porcentaje de saturación:

Tensión (KPa)	Cont. Humedad (m3/m3)	Saturación (%)	$f(ng/nsat)$	f
0	0,480	1,000	1,000	1,000
-10	0,315	0,655	0,652	0,995
-20	0,268	0,559	0,332	0,594
-33	0,236	0,493	0,113	0,230
-60	0,231	0,482	0,078	0,162
-100	0,214	0,446	0,000	0,000

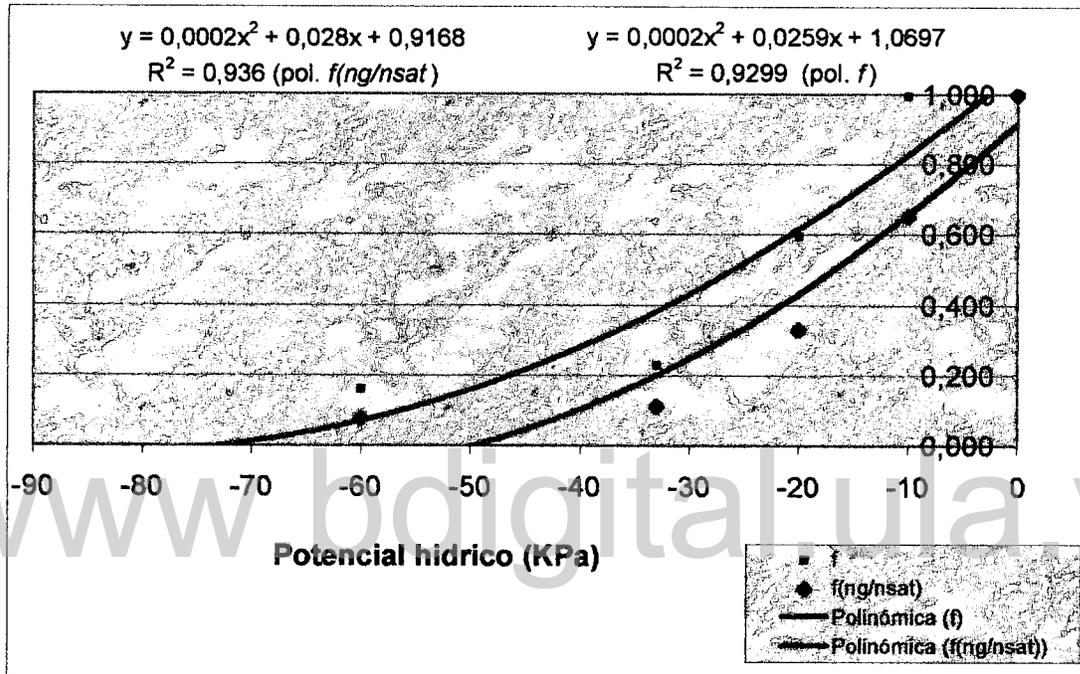


Tabla VI.1. y Gráfica VI.1. Relación del índice $f(ng/nsat)$ y de la función f con la variación en el potencial hídrico en un suelo, a diferentes porcentajes de saturación ($ng/nsat$). Esta función f es el factor de multiplicación de ($ng/nsat$) para obtener el índice. Cálculo del valor de saturación ($0,48m^3$ agua/ m^3 suelo) y de los valores del contenido de humedad a diferentes potenciales hídricos, para un suelo de textura franco-areno-arcillosa (%arenas: 57; % arcillas: 30), según Saxton et al., 1986.

Tanto para el índice $f(ng/nsat)$, como para la función f , los R^2 derivados de las ecuaciones de correlación con el potencial hídrico son elevados, aún cuando un poco más elevado para la correlación $f(ng/nsat)$ vs Pot. hídrico. Por tal razón, adoptamos esta última para estimar los valores del índice frente a valores constantes de potencial hídrico y, luego contrastar gráficamente el comportamiento del índice frente a los valores de saturación que corresponden, en diversos tipos de suelo, a los mencionados valores del potencial, como se observa en la Gráfica VI.2.

Pot. Hídrico KPa	$f(ng/nsat)$	% Sat Ar	% Sat F-Ar	% Sat F	% Sat F-L	% Sat L	% Sat F-arc	% Sat arc
0,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
-20,00	0,44	0,31	0,47	0,58	0,67	0,72	0,69	0,77
-33,00	0,21	0,27	0,41	0,52	0,58	0,62	0,63	0,73
-60,00	0,00	0,24	0,36	0,46	0,50	0,52	0,58	0,69
-100,00	0,00	0,20	0,31	0,42	0,45	0,46	0,54	0,65
Saturación (m ³ /m ³)		0,38	0,42	0,47	0,47	0,46	0,5	0,53
% Ar		90,00	63,00	43,00	21,00	7,00	30,00	28,00
% L		3,00	26,00	37,00	63,00	82,00	37,00	21,00
% arc		7,00	11,00	20,00	16,00	11,00	33,00	51,00

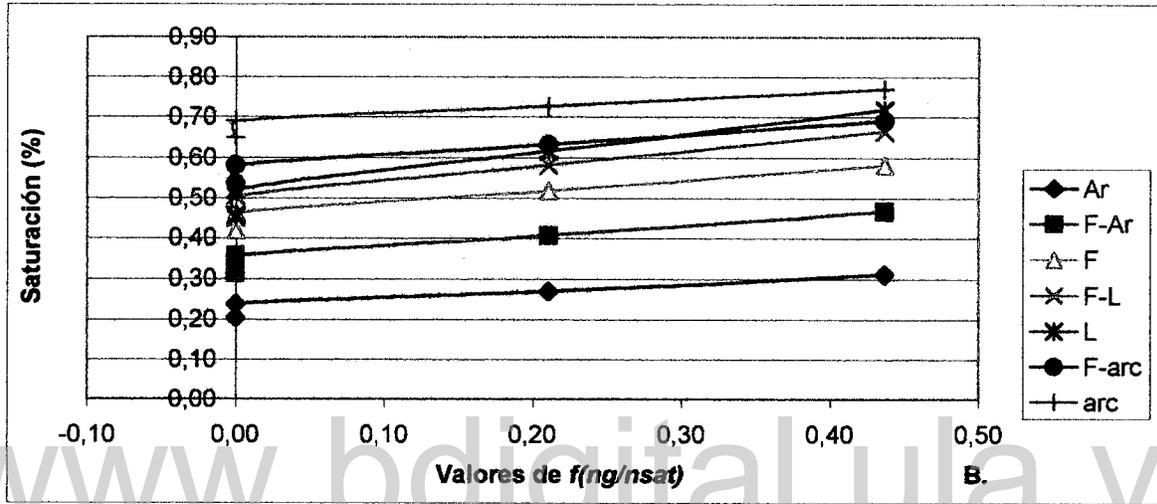


Tabla VI.2. y Gráfica VI.2. Valores de $f(ng/nsat)$ contrastados con el porcentaje de saturación. La variación del porcentaje de saturación con respecto al potencial hídrico para los tipos de suelo, cuyas características aparecen en el recuadro inferior de la tabla, se calculó según Saxton et al. 1986.

Si bien no se poseen datos para evaluar este modelo, según el cual el índice $f(ng/nsat)$ se estima con la ecuación polinómica:

$$y = 0,0002x^2 + 0,028x + 0,9168$$

donde y es $f(ng/nsat)$ y x el potencial hídrico

del suelo, los resultados parecen ajustarse a lo esperado según la teoría. En el caso de las arcillas, por ejemplo, aún para valores del orden de 0,7 de porcentaje de saturación el índice se hace igual a 0, en tanto que, en el caso de las arenas, el índice solo se iguala a 0 cuando el porcentaje de saturación se hace igual o inferior a 0,25; esto corresponde con la teoría de que la evaporación directa desde el suelo alcanza valores máximos en las arenas, con respecto a suelos de texturas más pesadas, no obstante que poseen menores valores absolutos de saturación, 0,38 m³agua/m³suelo contra 0,53 m³agua/m³suelo en el caso de las arcillas del ejemplo (Custodio y Lilamás 1981).

.1.2.2.2 Salidas por absorción de la biomasa vegetal subterránea

Las salidas por este concepto, se igualan a la demanda transpiratoria. La estructura cuantitativa de este proceso se presenta en el capítulo correspondiente al submodelo vegetación.

.1.2.2.3 Salidas por percolación

En general, se asume que la percolación depende únicamente de la capacidad del último compartimiento del sub-sistema para conducir agua, es decir de su Conductividad Hidráulica. Si bien el flujo de agua a una conductividad hidráulica determinada se relaciona directamente, también los con gradientes de humedad en el suelo (dH/dz), según la ley de Darcy, el modelo desconoce el grado de saturación de los sedimentos infrayacentes al sistema (y a la capa confinante cuando existe), motivo por el cual también desconoce la diferencia de potenciales hídricos entre el sub - sistema suelo, definido según el modelo, y los sedimentos que reciben el agua de percolación.

Para la simulación de esta salida se plantean dos escenarios posibles: un escenario donde existe una capa confinante que limita la percolación (Percolación impedida), otro donde no existe tal capa y percola toda el agua posible (Percolación no impedida). Para el primer escenario, como se indicó con anterioridad, el modelo postula la omnipresencia de un horizonte confinante, a profundidad constante (60 a 80 cm), en las unidades geocronológicas Q2 y Q1/Q2; también supone la existencia de capas arcillosas confinantes, cercanas a la superficie en las unidades Q1 y Q0 en ambientes de cubetas de decantación (ECOSA 1980). El segundo escenario corresponde a las restantes unidades.

Atendiendo a lo enunciado en el primer párrafo de este numeral, las salidas por percolación responden, en las diferentes unidades, al tamaño del reservorio "suelo saturado" (ó agua gravimétrica) en el compartimiento que suprayace a la capa confinante y a la conductividad hidráulica de esta última, cuando tal capa existe, o al tamaño del reservorio "Suelo Saturado" del último compartimiento y a su conductividad hidráulica saturada, en caso contrario.

A su vez, el tamaño del reservorio “suelo saturado” del compartimiento 3 (40-60 cm), definido como la diferencia entre el volumen de agua de saturación y la Capacidad de Campo, depende de las transferencias desde el compartimiento 2 (20 a 40 cm) y de las salidas por transferencia lateral, a tratar en numerales posteriores.

.1.1.1.1.3 Conductividad Hidráulica Actual ó Efectiva (K_r)

En general, la conductividad hidráulica es la capacidad de un suelo o medio poroso para transmitir agua siguiendo un gradiente hidráulico. Puede ser de dos tipos: conductividad hidráulica no saturada y conductividad hidráulica saturada; esta última alcanza los valores máximos sólo posibles en medios cercanos a la saturación . Según van Genuchten & Leji (1992), la conductividad hidráulica a una presión hidráulica inferior a 0 KPa, es decir no saturada, se define mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{K_r \theta}{K_s} = \left[\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right]^n \left[1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right]^2$$

donde $K_r \theta$ es la conductividad efectiva para un contenido volumétrico de humedad igual a θ , K_s es la conductividad hidráulica saturada, θ_r es el contenido hídrico residual del suelo, ϕ es la porosidad total (expresada como una fracción por volumen de suelo) y n y m son parámetros. El parámetro m , según van Genuchten (1980), se expresa a su vez como sigue:

$$m = \lambda / \lambda + 1$$

n , por otra parte, es un parámetro que se calcula con base en información física del suelo, siguiendo la siguiente ecuación:

$$n = \lambda + 1$$

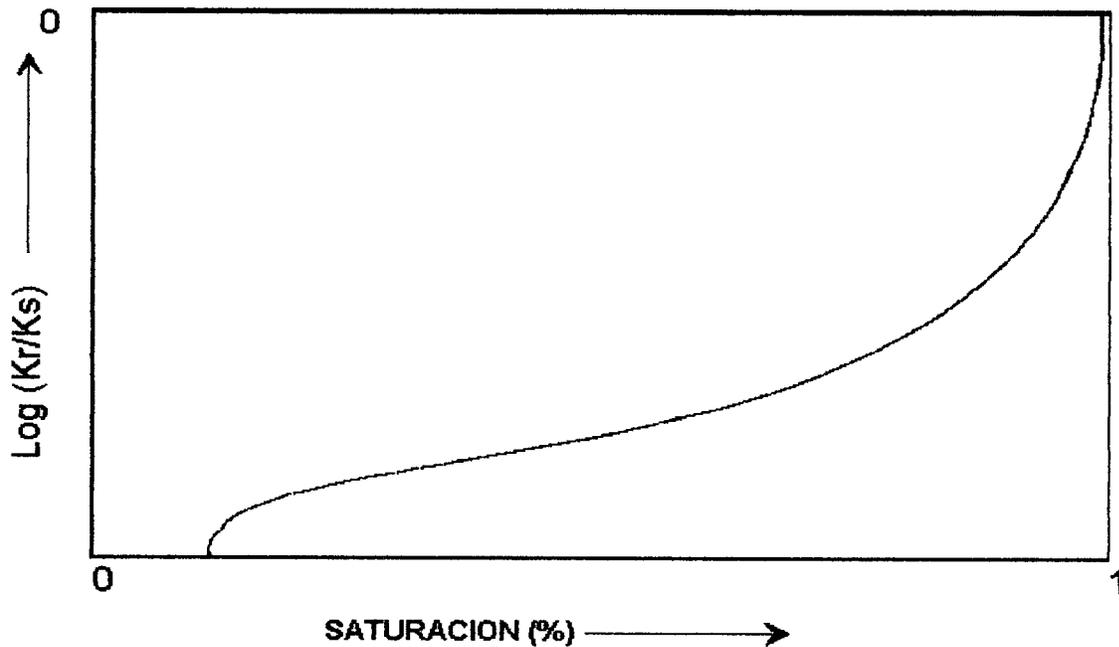
y

$$\lambda = \exp(-0,784 + 0,018Sa - 1,062\phi - 0,00005Sa^2 - 0,003Cl^2 + 1,111\phi^2 - 0,031Sa\phi + 0,0002Sa^2\phi^2 - 0,006Cl^2\phi^2 - 0,000002Sa^2Cl + 0,008Cl^2\phi - 0,007\phi^2Cl)$$

donde Sa es el contenido porcentual de arenas, Cl el contenido porcentual de arcillas (Rawls et al., 1992). El contenido hídrico residual del suelo θ_r , otro parámetro edáfico relevante expresado como una fracción del volumen de suelo y que representa el agua no puede ser extraída por evapotranspiración, se calcula (Rawls et al. 1992) de acuerdo a la ecuación:

$$\theta_r = -0,018 + 0,0009(Sa) + 0,005(Cl) + 0,029(\phi) - 0,0002(Cl)^2 - 0,001(Sa*\phi) - 0,0002(Cl^2*\phi^2) + 0,0003(Cl^2*\phi) - 0,002(\phi^2*Cl)$$

donde Sa y Cl tienen el mismo significado que en la ecuación anterior y ϕ es la porosidad total, expresada también como una fracción del volumen del suelo. Finalmente, la porosidad (ϕ) se expresa como una función dependiente de la densidad aparente del suelo, como se explica en el numeral siguiente. Desde este punto de vista, K_r es una función dependiente de la textura del suelo, de su contenido de materia orgánica (el cual afecta la porosidad) y de la variación del contenido de humedad con respecto al tiempo. La Gráfica VI.3. resume la relación entre el contenido de humedad y la permeabilidad.



Gráfica VI.3. Fuente: Department of Agricultural Engineering, Univeristy of Illinois (1998)

www.bdigital.ula.ve

.1.1.1.1.4 Conductividad Hidráulica Saturada (K_s).

Como su nombre indica, K_s es la velocidad del flujo de agua a través de un medio poroso saturado. El comportamiento de la Conductividad Hidráulica Saturada (K_s) con respecto a otras variables como el contenido de arcilla en el suelo, el contenido de arenas, la porosidad (como una fracción del volumen total de una muestra cualquiera), el contenido residual de agua y el contenido de agua a Capacidad de Campo, éste último definido como el volumen de agua retenido a $-33K$ Pa de presión, ha sido analizado mediante diferentes modelos matemáticos (van Genuchten & Leji 1992).

De todos los modelos analizados por los autores, concluyen que el que mejor se ajusta a un amplio rango de propiedades del suelo es el de Ahuja et al. (1986, 1988), según el cual K_s puede expresarse como una función dependiente de la diferencia entre la porosidad (efectiva ó total) del suelo, expresada como una fracción del volumen (ϕ), y su contenido de humedad a CC. En las siguientes tabla y gráfica se representa la relación entre estas variables edáficas.

A Textura	B Porosidad total cm ³ /cm ³	C Porosidad efectiva cm ³ /cm ³	D Agua retenida a -33 KPa cm ³ /cm ³	E Conductividad hidráulica saturada cm / hr	F (B - D)	G (C - D)
Arenosa	0,437	0,417	0,091	21,000	0,346	0,326
Franco arenosa	0,437	0,401	0,125	6,110	0,312	0,276
Areno francosa	0,453	0,412	0,207	2,590	0,246	0,205
Franca	0,463	0,434	0,270	1,320	0,193	0,164
Franco limosa	0,501	0,486	0,330	0,680	0,171	0,156
Franco areno arcillosa	0,398	0,330	0,255	0,430	0,143	0,075
Franco arcillosa	0,464	0,390	0,318	0,230	0,146	0,072
Franco limo arcillosa	0,471	0,432	0,366	0,150	0,105	0,066
Areno arcillosa	0,430	0,321	0,339	0,120	0,091	-0,018
Limo arcillosa	0,479	0,423	0,387	0,090	0,092	0,036
Arcillosa	0,475	0,385	0,396	0,060	0,079	-0,011

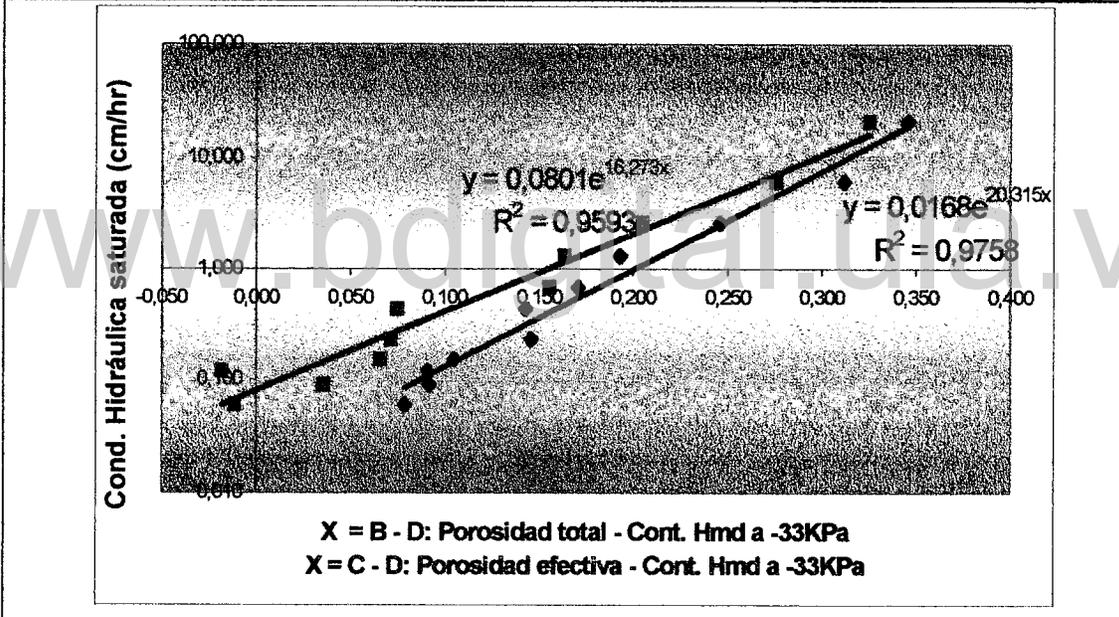


Tabla VI.3 y Gráfica VI.4. Conductividad hidráulica saturada expresada como una función de la porosidad total, la porosidad efectiva y el contenido de humedad retenido a -33 KPa (CC), en suelos de diferente clase textural. Datos de Rawls et al., 1992: los valores de las variables, que se otorgan a cada clase textural, son las medias observadas para un total de 5371 muestras de suelo de la base de datos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos.

Rawls et al. (1992) presentan un gráfico de isóneas de K_s , trazado sobre el triángulo de texturas de la clasificación americana, en el que postulan que son impermeables los suelos con un contenido de arenas de hasta el 45% y un contenido de arcillas superior al 35%, es decir suelos que corresponden predominantemente a la clase textural arcillosa.

Según la ecuación de correlación cuyo R^2 es el más elevado, de las que resultan en la gráfica 3., K_s se puede expresar mediante la ecuación:

$$K_s = 0,0168 e^{20,315(\phi - WC_{cc})} \quad R^2 = 0,9758$$

donde WC_{cc} es el contenido volumétrico de humedad ($\text{cm}^3_{\text{agua}} / \text{cm}^3_{\text{suelo}}$) a Capacidad de Campo y ϕ la porosidad total ($\text{cm}^3_{\text{poro}} / \text{cm}^3_{\text{suelo}}$). El cálculo de la porosidad total (ϕ), a su vez, corresponde a la fórmula enunciada por Rawls (1982):

$$\phi = 1 - (SBD / 2,68)$$

donde SBD ($\text{gr} \cdot \text{cm}^{-3}$) es la densidad aparente del suelo y 2,68 $\text{g} \cdot \text{cm}$ es la densidad real de un suelo con porosidad igual a cero. SBD, según este mismo autor, es una variable dependiente de los contenidos porcentuales de arcilla y arena, los que determinan la densidad aparente de la fracción mineral, así como del contenido porcentual de materia orgánica.

La relación prevista por Rawls (1982) entre la densidad aparente total y la densidad aparente de las fracciones mineral y orgánica obedece a la siguiente ecuación:

$$SBD = 100 / ((X / \rho_o) + ((100 - X) / \rho_m))$$

donde X es el porcentaje peso a peso de materia orgánica del suelo, ρ_o es la densidad aparente promedio para la materia orgánica ($0,224 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-3}$) y ρ_m es la densidad aparente de la fracción orgánica, también medida en $\text{gr} \cdot \text{cm}^{-3}$. El valor para ρ_m se obtiene de una gráfica de isolíneas, trazado sobre el triángulo de texturas de la clasificación americana, que el citado autor construyó con información obtenida de 2.721 muestras de suelo pertenecientes a la base de datos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA).

La desviación estándar, alrededor de las medias para cada valor porcentual del contenido de arcilla y arena, osciló entre 0,5 y 0,1. Rawls (1982) concluye que el modelo, aplicable sólo a suelos naturales no disturbados y no orgánicos, predice la variable Densidad Aparente seca (SBD) con un margen de error aceptable incluso para

aplicaciones hidrológicas y es particularmente útil en los casos en que sólo se posee información relativa a la distribución del tamaño de las partículas y al contenido de materia orgánica, como es el caso del presente trabajo.

Sin embargo, desde el punto de vista del modelo y en virtud a lo enunciado por Rawls, la densidad aparente de la fracción mineral del suelo es una variable interna (dependiente de las variables externas “contenido porcentual de arcilla” y “contenido porcentual de arenas”); en consecuencia, puede ser calculada como tal a partir de estos dos últimos valores.

Rawls (1982) construyó la gráfica de isolíneas empíricamente, es decir, a partir de observaciones sobre las muestras de la USDA, sin presuponer la existencia de un modelo matemático que describiera el comportamiento de las isolíneas de densidad aparente con respecto a las variables independientes. En este trabajo, sin embargo, encontramos que existe una correlación alta entre el volumen de agua retenida a -33 KPa por la fracción mineral de un suelo (ó donde el porcentaje de materia orgánica es igual a 0) y la densidad aparente de esta misma fracción mineral, como se observa en la gráfica a continuación:

%are	%Arc	CVHcc	DAMin
24	26	0,30	1,34
22	34	0,34	1,29
18	40	0,37	1,26
34	16	0,25	1,43
14	36	0,36	1,27
14	48	0,40	1,23
8	44	0,40	1,23
10	44	0,40	1,23
58	4	0,16	1,68
46	14	0,22	1,47
40	18	0,24	1,42
24	24	0,30	1,35
38	12	0,22	1,48
28	30	0,31	1,32
18	42	0,37	1,26
36	12	0,23	1,47
28	18	0,27	1,40
16	46	0,39	1,24
48	8	0,19	1,56
38	16	0,24	1,44
54	14	0,20	1,49
66	10	0,16	1,56
58	8	0,17	1,58
46	10	0,20	1,52
34	16	0,25	1,43

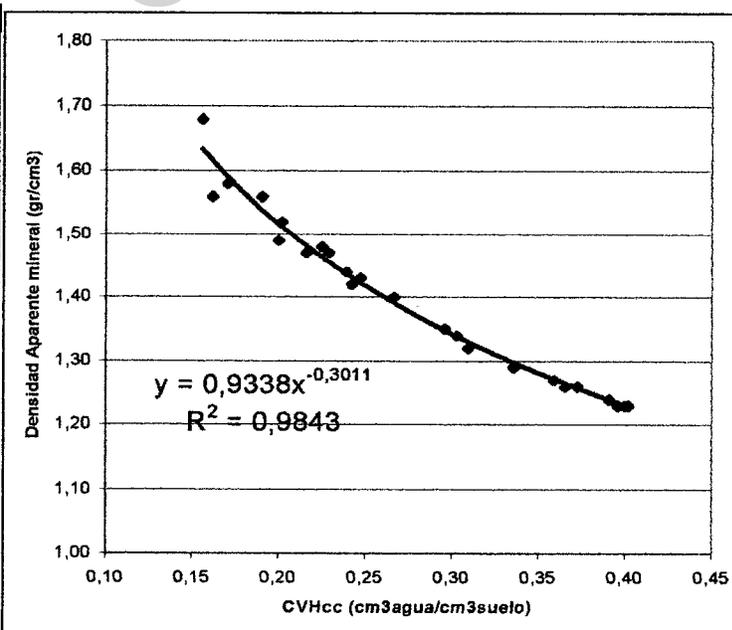


Tabla VI.4. y Gráfica VI.5. Relación entre el contenido volumétrico de agua a -33 KPa, calculado como una función dependiente del contenido de arenas y arcillas del medio poroso, y la densidad

aparente de la fracción mineral. Los valores de densidad aparente (gr/cm^3) para cada tipo de fracción mineral del suelo se obtuvieron de Nelson (1998).

La fórmula obtenida de esta correlación la empleamos luego para estimar la densidad aparente de la fracción mineral, como una variable dependiente de los contenidos de arena y arcilla del suelo. Finalmente, el contenido volumétrico de agua a -33 KPa se calcula según Saxton et al. (1986), mediante la siguiente fórmula:

$$\theta_{cc} = a + b(\%arena) + d(\%arcilla) + e(\%Mat. Org) \quad R^2 = 0,81$$

donde θ_{cc} es el contenido volumétrico de agua a capacidad de campo (volumen / volumen), a es una constante igual a 0,2576, b es otra constante igual a $-0,0024$, d una tercera constante igual a 0,0032 y e , la última constante igual a 0,0299. La constante c correspondería al porcentaje de limos pero, según Saxton et al. (1986) y Rawls et al. (1982), el contenido porcentual de limos tiene una incidencia despreciable sobre el contenido de humedad del suelo a potenciales hídricos superiores a -100 KPa. En el caso del contenido de agua retenido a capacidad de campo por la fracción mineral del suelo, se asume la misma fórmula, pero suponiendo que la constante e de la ecuación es igual a cero.

Recapitulando sobre el conjunto de modelos matemáticos anteriores, conjunto que permite calcular la conductividad hidráulica saturada, es de observar que sólo atiende a parámetros puramente físicos del suelo y al contenido de materia orgánica (en la medida en que esta variable altera las propiedades hidráulicas del medio poroso). Sin embargo, sabemos que existen otras variables que alteran la conductividad hidráulica saturada en el área de estudio y que no se contemplan en los modelos enunciados, tales como la cementación del suelo por sesquióxidos de hierro y, eventualmente, la formación de concreciones plintíticas. Estos dos últimos procesos son particularmente importantes en la conformación de duri – panes pedogenéticos en suelos moderadamente evolucionados (del orden de los alfisoles), configurando ambientes impermeables mediante la obstrucción de los poros y la cementación de las partículas del suelo; si se pudiesen incluir tales características dentro del análisis, seguramente producirían valores inferiores de conductividad hidráulica saturada con respecto a los que se pueden estimar considerando solo a la textura y al contenido de materia orgánica como criterios definitorios de esta variable.

Un ejemplo lo constituye el horizonte de 48 a 65 cm, del perfil del suelo en el punto de muestreo JM2, al cual el modelo otorga un valor K_s igual a $0,483 \text{ m}^2 \text{ d}^{-1}$, cifra que lo ubicaría en la clase de permeabilidad “muy pequeña” de la clasificación de Custodio & Lilamás (1981); sin embargo, este horizonte actúa realmente como una capa confinante según las observaciones de campo (clase de permeabilidad “Nula”), presumiblemente debido a los fenómenos de cementación y concrecionamiento que hemos mencionado.

.1.1.1.1.5 Características hidráulicas de la capa confinante o duri - pan.

El título de capas confinantes lo reciben aquellos medios porosos que poseen una conductividad hidráulica máxima (ó saturada) igual o inferior a $0,06 \text{ m}^2 \text{ d}^{-1}$ (Custodio y Lilamás 1981). Según los dos escenarios propuestos precedentemente, existen dos tipos diferentes de capas confinantes: un primer tipo asociado a horizontes arcillosos depositados en ambiente de cubetas de decantación del Q1 y el Q0, donde la conductividad hidráulica saturada que los define como “confinantes” obedece a la predominancia de materiales finos a muy finos; el otro tipo, en cambio, asociado a horizontes argílicos de iluviación enriquecidos con sesquióxidos de hierro y concreciones plintíticas, típicos de los suelos del Q2 o de paleosuelos del Q2 en los que los depósitos posteriores no han sido suficientemente potentes como para anular las consecuencias de la pedogénesis anterior.

En el caso de las cubetas de decantación, la capa confinante aparece en el perfil característico de la unidad como un nivel edáfico poco conductivo en el perfil característico de la unidad, como se muestra en la tabla VI.5. En el segundo caso, la capa confinante, un duri – pan en sentido estricto, debería aparecer, preferentemente, subyacente al tercer compartimiento ó rango de profundidad del perfil característico de la unidad, como sucede en el perfil JM2 (Tabla VI.6).

Para muchos puntos, sin embargo, en la base de datos del proyecto BEMSETI sobre los suelos del área de estudio no aparece información relativa a las características de esta capa. En otros puntos, donde si se hizo tal caracterización, el sesgo del modelo, derivado de atender solo a los criterios de textura y contenido de materia orgánica, puede sobre – estimar el valor de K_s del duri – pan y negar su naturaleza impermeable.

PUNTO	(Prof. cm)	(%) Arena	(%) Arcilla	(%) M.O.	SBD (gr/cm ³)	ϕ (cm ³ /cm ³)	K _s (m/d)
J2	0-20	14	56	3,3	1,05	0,6332	0,033
	20-40	14	64	2,8	1,06	0,6287	0,023
	40-60	14	64	1,06	1,14	0,6021	0,038
	60-80	14	60	1,06	1,15	0,5989	0,048
	80-83	18	46	0,56	1,21	0,5772	0,136
B8	0-20	20	42	3,23	1,10	0,6167	0,087
	20-40	16	54	2,19	1,11	0,6113	0,052
	40-60	30	40	1,34	1,21	0,5760	0,209

Tabla VI.5. Propiedades físicas e hidráulicas más relevantes de dos puntos de muestreo sobre Q1: suelos desarrollados en ambiente de cubeta de decantación. Fuente: Base de datos del proyecto BEMSETI. Los valores en rojo de la última columna son las conductividades saturadas que demuestran la existencia de capas impermeables en el perfil.

Punto	Prof (cm)	% Arena	% Arcilla	% M.O.	SBD (gr/cm ³)	ϕ (cm ³ /cm ³)	K _s (m*d ⁻¹)
JM2	0 - 12	60	6	3,29	1,34	0,5299	1,020
	12 - 27	66	10	1,43	1,44	0,4974	1,553
	27 - 48	45	23	0,94	1,33	0,5345	0,740
	48 - 65	40	30	0,94	1,29	0,5493	0,483
	65 - 120	46	30	0,35	1,34	0,5328	0,631
J9	0-20	46	36	1,42	1,24	0,5654	0,412
	20-40	44	28	0,52	1,33	0,5334	0,615
	40-60	44	24	0,36	1,36	0,5229	0,734
	60 - 80	38	26	0,24	1,34	0,5302	0,619

Tabla VI.6. Perfiles de JM2 y J9, puntos de muestreo sobre Q2. En J9 ninguno de los compartimientos, según el modelo, tiene una conductividad hidráulica saturada igual o inferior al valor máximo que define un horizonte confinante o capa impermeable. La muestra JM2 en cambio, en el intervalo de profundidad (48-65 cm), resaltado con rojo, presenta un horizonte impermeable, un duri - pan en sentido estricto según observaciones de campo. Para el punto J9 no se tiene información sobre la posible existencia de un duri - pan..

Para corregir tal sesgo asumimos que en aquellos perfiles en los que los procesos pedogenéticos han debido generar horizontes confinantes endurecidos, existe un clay - pan caracterizado como una capa de al menos 20 cm de espesor (espesor completamente arbitrario), infrayacente al tercer compartimiento del perfil característico,

cuyos de contenidos de arcilla, arena y materia orgánica son iguales a los del compartimiento 20 – 40 cm del punto J2 (Tabla 5.), el que constituye el menor valor estimado para K_s de todas las muestras que integran la base de datos del proyecto BEMSETI sobre los suelos del área de módulos en el Hato El Frío.

.1.2.3 Transferencias entre los reservorios de los compartimientos del SUELO.

Cómo se deduce de la Figura 5., existen tres tipos básicos de transferencias en el sub-modelo: una por infiltración desde el reservorio “Columna de agua superficial” hacia el primer compartimiento, la segunda por drenaje interno no saturado entre el reservorio “Suelo saturado” de un compartimiento superior al reservorio “Suelo no saturado” del compartimiento inmediatamente inferior, y la tercera por drenaje interno saturado entre el reservorio “Suelo saturado” de un compartimiento superior al reservorio “Suelo saturado” del compartimiento inmediatamente inferior. El modelo, por lo pronto, no contempla transferencias entre compartimientos en contra de la gravedad.

.1.2.3.1 Infiltración.

La infiltración es el proceso mediante el cual el agua penetra en el suelo. El principio fundamental de todos los modelos matemáticos que la simulan se basa en la ley de Darcy y en una expresión de la continuidad del flujo del agua a través de la superficie del medio poroso, siendo el más sencillo de todos, en términos de la estimación de sus parámetros, el modelo de Green & Ampt que sigue la siguiente ecuación (Xiao et al. 1995; Hillel, 1998).

$$f = \frac{(K_r * (S_o - S_f))}{L_F}$$

donde f es la tasa de infiltración en $m \cdot d^{-1}$, K_r es la conductividad hidráulica real, S_f es el potencial matricial en el frente de humedecimiento, S_o es el potencial hidráulico de la columna de agua superficial y L_F es la distancia (en m) entre la superficie del suelo y el frente de humedecimiento. A su vez, S_f se calcula siguiendo el modelo de Rawls & Brakensiek (1983, citado por Ustin et al., 1996):

$$S_f = e(6,53 - 7,326\phi + 0,00158Cl^2 + 3,890\phi^2 + 0,000344SaCl - 0,04989Sa\phi + 0,0016Sa\phi^2 + 0,0016Cl\phi^2 - 0,0000136Sa^2Cl - 0,00348Cl^2\phi + 0,000799Sa^2\phi)$$

donde e es el exponencial, Sa es el contenido porcentual de arenas, Cl es el contenido porcentual de arcillas y ϕ es la porosidad, nuevamente, medida como una fracción del volumen del suelo. Finalmente, K_r varía de la manera cómo se explicó en el numeral correspondiente y θ_t es el contenido de humedad del suelo en el tiempo $t - 1$ de la simulación. En general se asume que la fórmula de conductividad hidráulica no saturada es aplicable cuando la infiltración va llenando el reservorio no saturado del primer compartimiento; en caso contrario, cuando este reservorio no saturado está lleno y el agua fluye hacia el reservorio saturado del primer compartimiento (0 – 20 cm), K_r se hace igual a K_S .

.1.2.3.2 **Drenaje interno no saturado y drenaje interno saturado.**

Según la ley de Darcy (Hillel, 1971; Strahler, 1973; Ustin et al., 1996), la velocidad del flujo vertical del agua en un medio poroso puede describirse mediante la siguiente ecuación:

$$Q = K_r \left(\frac{dh}{dz} \right)_r$$

Donde Q es la velocidad promedio del flujo a través de una columna de suelo, K_r es la conductividad hidráulica del medio, dh es la diferencia de presiones hidráulicas entre los extremos de la columna y Z es la diferencia de altitud entre tales extremos (valor constante en 20 cm). En el caso del presente modelo, retomando el razonamiento inherente a la figura 5., la columna en la que sucede tal flujo es el compartimiento al cual fluye el líquido desde el reservorio saturado del compartimiento superior, luego Z es la profundidad del compartimiento receptor, dh es la derivada con respecto al tiempo de la diferencia de presión hidráulica entre el límite inferior del compartimiento superior (emisor) y el límite inferior del compartimiento receptor (Z), y K_r es la conductividad hidráulica efectiva del compartimiento receptor. La principal diferencia entre el drenaje interno

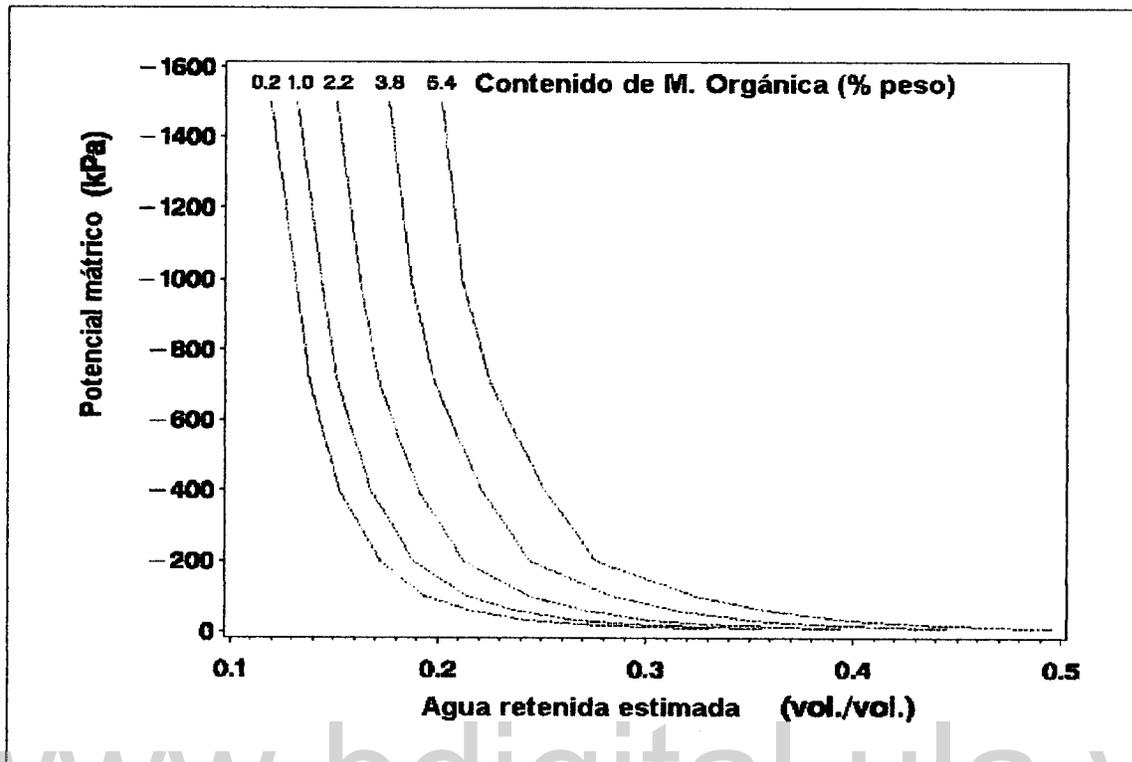
saturado y el no saturado corre por cuenta de la conductividad hidráulica efectiva que, en el caso del drenaje interno saturado, se hace igual a K_S .

Para establecer dh/dz (la dirección del gradiente hidráulico a lo largo del tiempo de simulación), es necesario estimar el valor del potencial hídrico que corresponde a un medio poroso (tanto el compartimiento emisor como el compartimiento receptor) con respecto al contenido volumétrico de humedad del mismo.

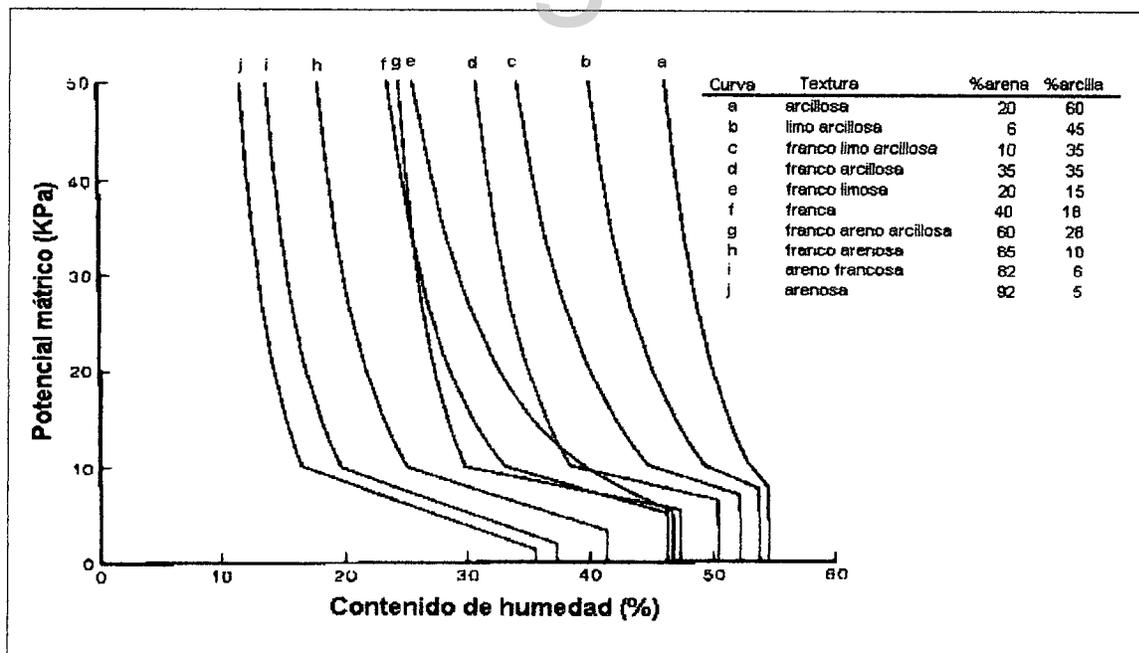
Existen varios modelos matemáticos para describir el comportamiento de estas dos variables en diferentes tipos de suelos (van Genuchten 1980; Mualem 1976; Visser 1968; Veerecken et al. 1989; Rawls et al. 1982; Gupta & Larson 1979), teniendo en cuenta parámetros derivados de la textura, el contenido de materia orgánica, la estructura, etc.

Kern (1995) hace una evaluación de todos estos modelos, concluyendo que los modelos de Rawls et al. y de Veerecken et al. son los más apropiados, puesto que consideran el papel del contenido de materia orgánica (ó del carbono orgánico) del suelo en la estimación de las curvas características de retención de humedad a diferentes potenciales mátricos, para las diferentes clases texturales de suelo. Ambos modelos son, a su vez, derivaciones del modelo de van Genuchten (van Genuchten, 1980; van Genuchten & Leji, 1992).

En la Gráfica VI.6. se aprecia la influencia de la materia orgánica sobre la capacidad de retención de agua en un suelo franco, a diferentes potenciales mátricos, según el modelo de Rawls et al. (1982). En la gráfica VI.7., se aprecia la influencia de la textura sobre el comportamiento de la retención de humedad con relación a la variación del potencial mátrico.



Gráfica 6. Fuente: Kem, 1995.



Gráfica 7. Fuente: Saxton et al., 1986. Las estimaciones presentadas por Saxton et al., se basan en el modelo de Rawls et al., 1982.

Si bien el modelo de Rawls et al. (1983) es presentado por Kern (1995) como uno de los más efectivos para describir el comportamiento del potencial matricial, principal componente del potencial hídrico cuando el contenido de humedad edáfica está por debajo de la saturación (Hillel 1971), pero tiene el inconveniente de ser válido solo para ciertas texturas, como aparece en la figura VI.4. (Saxton et al. 1996). El modelo de Veerecken, por otra parte, tiene como inconveniente que, para lograr un ajuste adecuado ($R^2 > 0,8$) hace un fraccionamiento granulométrico mucho más fino, de modo que en lugar de los tres grupos que habitualmente se separan (arenas, limos y arcillas), se segregan en nueve fracciones granulométricas diferentes, información con la que no se cuenta en nuestro caso.

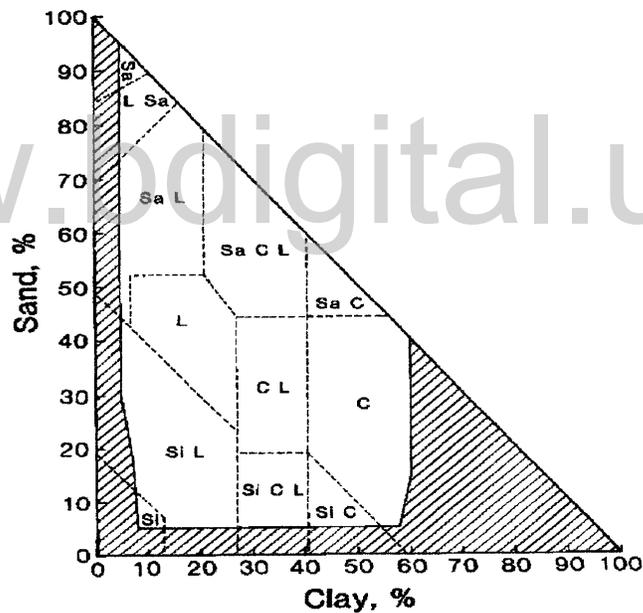


Figura VI.4. El área no sombreada del triángulo indica el conjunto de texturas en que es válido el modelo de Rawls et al. (Fuente: Saxton et al. 1986). Sand = arenas; Clay = arcillas.

La elección del modelo matemático adecuado para representar la relación entre el contenido de agua y el potencial hídrico (mátrico en los suelos no saturados), la hicimos

mediante un compromiso entre el ajuste de sus resultados con respecto a las curvas observadas, la información que requieren y la información disponible en la base de datos del proyecto BEMSETI. Se adoptó el modelo de van Genuchten (1980) como estructura central del modelo, y se cuantificaron sus parámetros según lo propuesto por Vereecken et al. (1992) y Rawls et al. (1982; 1992); el rango de validez de las ecuaciones que describen los parámetros queda pendiente de la observación de los resultados de las simulaciones.

En general, el potencial hídrico del suelo se descompone en dos valores importantes, siguiendo la siguiente ecuación (Hillel, 1971):

$$H = H_g + H_b$$

Donde H es el potencial hídrico total, H_g es el potencial gravitacional y H_b es el potencial mátrico. H_g representa simplemente la presión que ejerce el agua, entendida como una columna de determinado peso, sobre las partículas del suelo; esta presión es siempre positiva. Así por ejemplo, una columna de 1m de suelo que contenga una columna de 0,3m de agua, exhibe un potencial gravitacional de 30 KPa, asumiendo que una columna de agua de diez metros de altura ejerce una presión igual a una atmósfera (100 KPa).

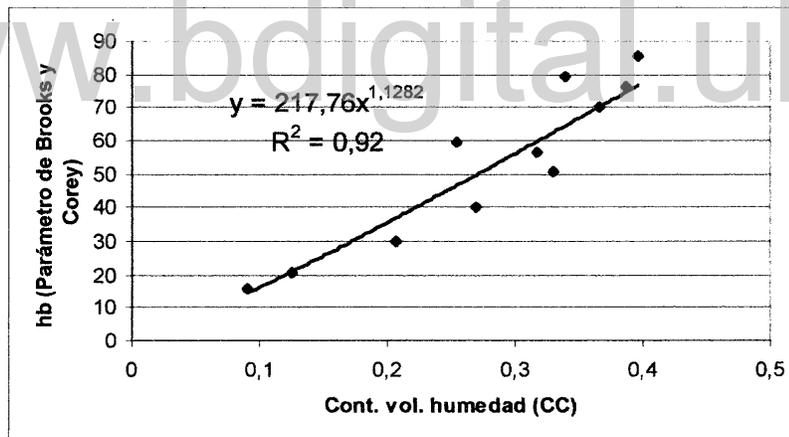
El potencial mátrico, por el contrario, es siempre negativo, razón por la cual recibe el nombre de "tensión matricial" ó "tensión de succión". Según el modelo de van Genuchten (1980), se expresa como una función derivada del contenido de agua y de las propiedades físicas del suelo, de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\Theta = \left[1 + (\alpha * H_b)^n \right]^m \dots \text{Donde} \dots \Theta = \frac{\mathcal{G} - \mathcal{G}_r}{\mathcal{G}_s - \mathcal{G}_r}$$

En esta ecuación, n y m son los parámetros de van Genuchten, definidos en el numeral correspondiente al cálculo de la conductividad hidráulica real, Θ es el contenido de humedad normalizado del suelo (como un porcentaje del agua de saturación), θ es el contenido volumétrico de agua (cm^3), θ_r es el contenido residual de agua y θ_s es el

contenido de agua a saturación, homologable aquí a la porosidad total (ϕ) medida como una fracción volumétrica (cm^3).

Igualmente, α es una constante igual a $1/h_b$ (presión de las burbujas de aire que quedan atrapadas en el suelo (Brooks & Corey 1964) y H_b es el potencial mátrico del suelo. Queda por definir, entonces, h_b . Este parámetro puede estimarse, empíricamente, como una función inversa al contenido volumétrico de humedad a capacidad de campo (agua retenida a -33 KPa, según Rawls et al., 1992)). Con base en los resultados presentados por estos autores construimos la siguiente ecuación de correlación entre las dos variables :



Gráfica VI.8. Relación entre las variables h_b (Parámetro de Brooks & Corey, 1964) y el contenido de humedad de un suelo (cm^3/cm^3 suelo) a -33 K Pa de presión hidráulica. La gráfica responde a los valores enunciados por Rawls et al. 1992.

.1.3 Diagramas de Forrester para el compartimiento SUELO

Para concluir este capítulo, en las siguientes figuras presentamos los diagramas de Forrester que representan el conjunto de procesos anteriormente discutidos, que configuran la estructura cuantitativa del sub – modelo SUELO. La Tabla VI.7., por su parte, resume los componentes del modelo, segregándolos en las diferentes categorías aceptadas en Dinámica de Sistemas. Los valores iniciales para todos los niveles, excepto para el nivel “Columna de Agua Superficial” y los compartimientos “Suelo Saturado”, que tienen un valor inicial de cero (0), se calculan como aquellos que corresponderían al valor de θ para el que K_r se iguala a 0.001cm/hr; valores iniciales menores de K_r , para el reservorio “Suelo No Saturado” en los tres compartimientos, introducen errores en el modelo.

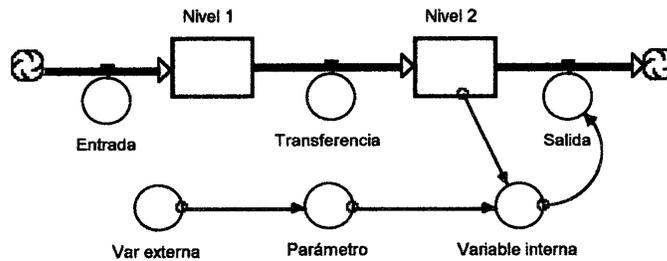


Figura VI.5. Símbolos D.S. para representar los diferentes componentes del modelo.

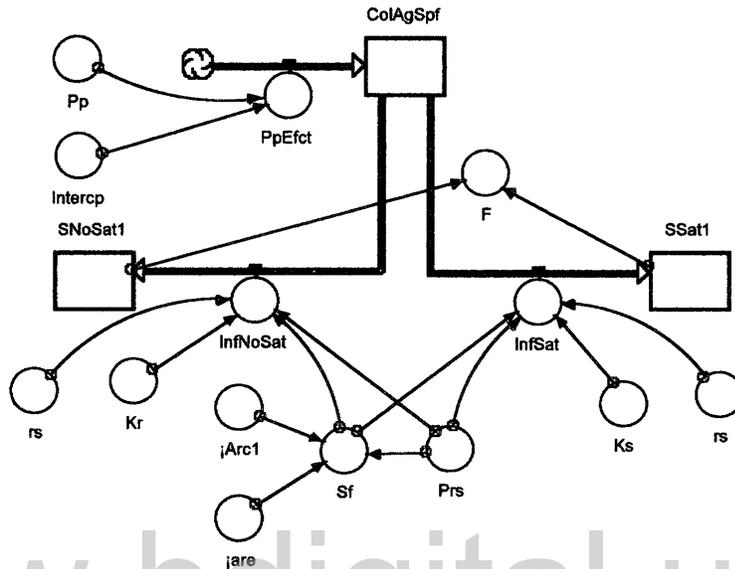


Figura VI.6.. Diagrama de Forrester para representar el proceso de infiltración.

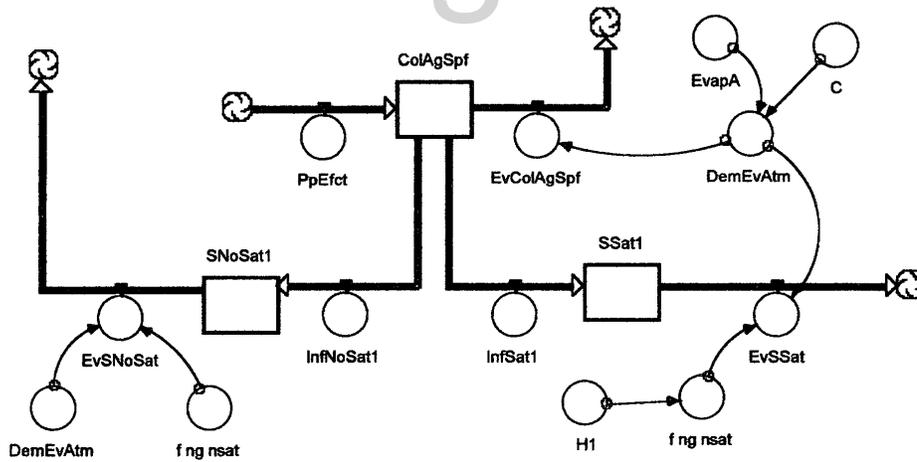


Figura VI.7. Diagrama de Forrester para representar la evaporación directa desde el suelo y la columna de agua

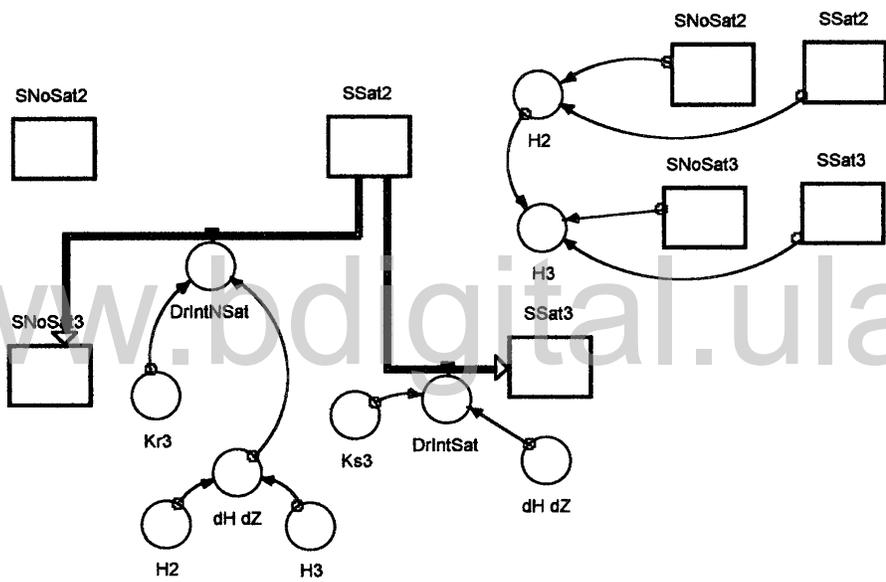


Figura VI.8. Diagrama de Forrester para representar el drenaje interno entre dos compartimentos.

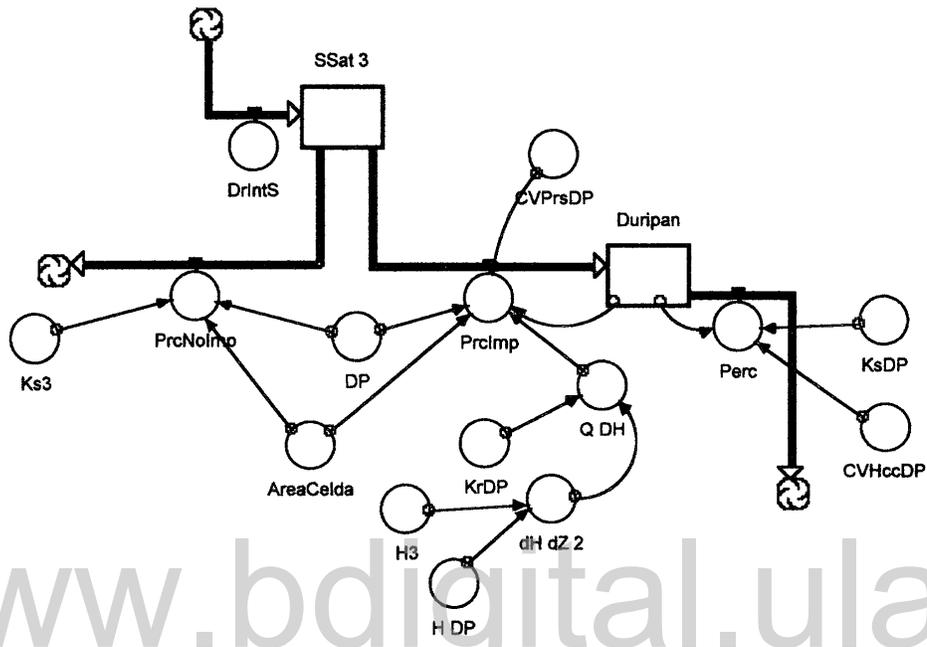


Figura VI.9. Diagrama de Forrester para representar la salida por percolación desde el suelo.

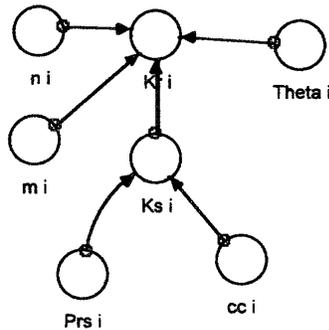


Fig. VI.10. Diagrama de Forrester para el cálculo de K_r , según el modelo de van Genuchten, y de K_s según el modelo de Ahuja et al. (1985)

A continuación, se presentan los diagramas de Forrester para los principales parámetros del sub-modelo suelo y para algunas variables internas relevantes.

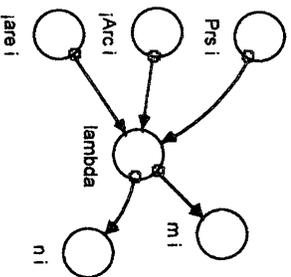


Fig. VI.11a. Diagrama de Forrester para los parámetros n y m de las ecuaciones del modelo de van Genuchten (1980). En todos los casos, $_i$ representa el número del compartimiento al que corresponde cada valor de parámetro.

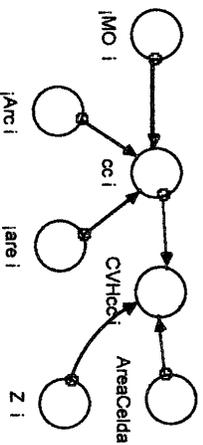


Fig. VI.11b. Diagrama de Forrester para la estimación de la capacidad de campo (CC_j) por un volumen de suelo. Al multiplicar este valor por el volumen del compartimiento (el producto del área de celda por la profundidad, Z , del compartimiento), se obtiene la capacidad de almacenamiento de agua a C.C. de todo el compartimiento.

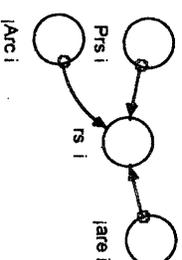


Fig. VI.11c. D. Forrester para la estimación del agua residual del suelo (aquella que no puede ser extraída por evapotranspiración). Este rs_i , que es una fracción volumétrica, se multiplica por el volumen del compartimiento y se obtiene $CVHrs_i$, que es el agua residual para todo el compartimiento.

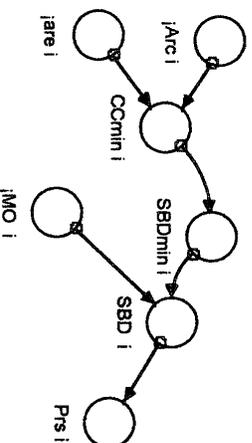


Fig. VI.11d. D. Forrester para el cálculo de la porosidad, como una fracción del volumen del suelo. Al multiplicarlo por el volumen del compartimiento se obtiene $CVPrs_i$, que es la porosidad total para todo el compartimiento.

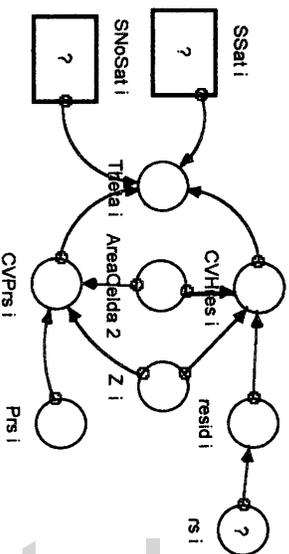


Fig. VI.12a. Diagrama de Forrester para el cálculo de $\Theta_{i,t}$. En este caso, $S_{sat,i}$ y $S_{noSat,i}$ son los tamaños de los niveles en el tiempo $t-1$ de la simulación. La variable $resid_i$ es un factor de corrección que impide que rs_i alcance valores negativos, cuando los contenidos porcentuales de arenas y arcillas caen por fuera del rango de validez de la ecuación.

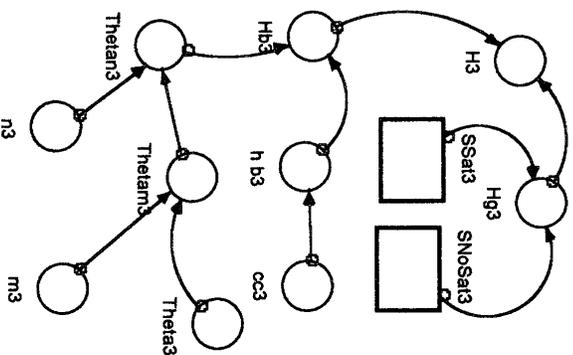


Fig. VI.12b. Diagrama de Forrester para el cálculo de H_b , H_g y H (Presión hidráulica total) en el compartimiento 3.

Nombre	Var. Externa	Var. Interna	Parámetro	Flujo	Nivel	Significado
Precipitación	Pp					Serie histórica de precipitación
Intercepción	Intercp					Evaporación del agua lluvia desde la cobertura vegetal
Columna de agua superficial					ColAgSpf	Agua que se acumula sobre la superficie del suelo durante y después de un evento de lluvia
Suelo No Saturado del compartimiento i					SnoSat_i	Reservorio de agua en el suelo, en un compartimiento cualquiera, entre PMP y CC.
Suelo Saturado del compartimiento i					Ssat_i	Reservorio de agua en el suelo, en un compartimiento cualquiera entre CC y saturación total (Porosidad)
Infiltración no saturada				InfNoSat		Flujo de agua desde la columna de agua superficial al suelo no saturado del primer compartimiento
Infiltración saturada				InfSat		Flujo de agua desde la columna de agua superficial al suelo saturado del primer compartimiento
Infiltración acumulada		F_1				Derivada, con respecto al tiempo, de la cantidad de agua almacenada en un compartimiento.
S _r			S _{r_1}			Parámetro de Green & Ampt para el cálculo de la infiltración
Conductividad hidráulica no saturada			K _{r_i}			Resultado de la ecuación de van Genuchten para el cálculo de la cond. Hidráulica no saturada

Nombre	Var. Externa	Var. Interna	Parámetro	Flujo	Nivel	Significado
Conductividad hidráulica saturada			K_{s_i}			Resultado de la ecuación de Ahuja et al., para el cálculo de K_s
Agua residual del suelo			rs_i			Agua que sólo puede ser extraída mediante el secado del suelo a 104°C durante 48 horas.
Contenido volumétrico de agua residual del suelo			$CVHres_i$			Agua residual (% v-v) multiplicada por el volumen total del compartimiento (área por profundidad)
Contenido porcentual de arcillas	$iArc_i$					Contenido porcentual de arcillas de un compartimiento determinado
Contenido porcentual de arenas	$iare_i$					Contenido porcentual de arena de un compartimiento determinado
Contenido porcentual de Materia Org.	iMO_i					Contenido porcentual de Materia Orgánica en un compartimiento dado
Densidad aparente de la fracción mineral			$SBDmin_i$			Estimación de la densidad aparente del suelo según su textura y asumiendo 0% de M.Org.
Densidad aparente del suelo			SBD_i			Resultado del modelo de Rawls para el cálculo de la densidad aparente según la...
						(...) dens. Aparente de la fracción mineral y el contenido de Mat. Orgánica.
Porosidad			Prs_i			Resultado del modelo de Rawls según la densidad aparente del suelo y la densidad del cuarzo, principal constituyente del suelo
Contenido volumétrico de			$CVPrs_i$			Porosidad (% v-v) multiplicado por el

poros						volumen total del compartimiento
Nombre	Var. Externa	Var. Interna	Parámetro	Flujo	Nivel	Significado
Agua retenida a Capacidad de Campo			CC _i			Porcentaje, volumen a volumen, del agua retenida a -33 KPa
Contenido volumétrico de humedad a Capacidad de Campo			CVHcc _i			CC _i multiplicada por el volumen total de compartimiento
Evaporación desde el suelo no saturado				EvSNoSat		Volumen total de agua que pierde el suelo, desde el primer compartimiento, por evaporación del nivel no saturado
Evaporación desde el suelo saturado				EvSSat		Volumen total de agua que pierde el suelo, desde el primer compartimiento, por evaporación del nivel saturado
Demanda evaporativa atmosférica		DmEvAtm				Agua que debería perder el sistema para mantener el equilibrio energético con la atmósfera (evapotranspiración potencial).
Evaporación de tina A	EvapA					Serie de tiempo de evaporación en tina A
Factor de corrección C			C			Factor que multiplica a EvapA y permite calcular DmEvAtm
Índice F de saturación		f ng nsat				Resistencia del suelo a las pérdidas por evaporación.
Presión hidráulica del suelo		H _i				Presión hidráulica de un compartimiento dado.
Presión gravitacional		Hg _i				Presión gravitacional del agua en un compartimiento dado
Tensión de succión		Hb _i				Tensión de retención que ejercen las partículas del suelo sobre el agua, en

Nombre	Var. Externa	Var. Interna	Parámetro	Flujo	Nivel	Significado
H _b (Parámetro de Brooks & Corey)			H _{b_i}			Parámetro que expresa el efecto de la atmósfera atrapada en el suelo sobre H _b .
Valor relativo de saturación (θ)		Theta _i				Contenido relativo de humedad con respecto a la saturación en un compartimiento dado.
λ			Lambda _i			Parámetro de Rawls para el cálculo de los parámetros de van Genuchten.
N			n _i			Parámetro I de van Genuchten
m			m _i			Parámetro II de van Genuchten.
Theta _i elevado a la -1/m menos 1		Thetam _i				Componente de la ecuación de van Genuchten para el cálculo de H _{b_i}
Thetam _i elevado a la 1/n		Thetan _i				Componente de la ecuación de van Genuchten para el cálculo de H _{b_i}
Derivada de dH con respecto al tiempo		dH dZ				Derivada de la diferencia de presiones hidráulicas (potencial hidráulico) entre los compartimientos a lo largo de la simulación
Factor Q dH		Q dH				Factor que iguala la velocidad del drenaje interno a la conductividad hidráulica cuando la derivada del potencial hídrico es 0 (tiempo inicial de la simulación)
Contenido de humedad del duripan					Duripan	Agua disponible para percolación cuando existe el duripan
Existencia del duripan	DP					Variable que toma valores de 1 cuando existe el duripan ó de 0 cuando éste no existe

Nombre	Var. Externa	Var. Interna	Parámetro	Flujo	Nivel	Significado
Percolación no impedida				PrNoImp		Pérdidas por percolación cuando no existe duripan
Percolación impedida				PrImp		Pérdidas por percolación cuando existe el duripan
Factor resid.		resid _i				Factor que iguala rs _i a 0 cuando la ecuación que lo describe alcanza valores negativos
Profundidad del compartimiento	Z _i					Profundidad de un compartimiento dado
Area de celda	AreaCelda					Area de las unidades espaciales mínimas del modelo (celdas)

Tabla VI.7. Componentes del sub-modelo SUELO en el modelo de Dinámica Vertical del agua.

www.bdigital.ula.ve

2. SUB – MODELO VEGETACION.

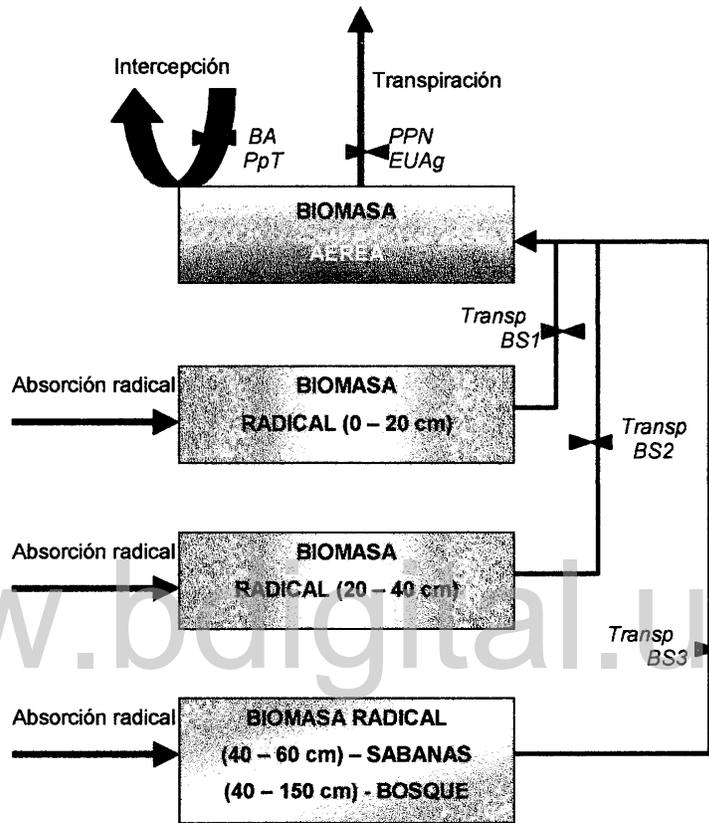
.2.1 Consideraciones generales del sub – modelo VEGETACION.

En el área que ocupa al modelo hidrológico general (MHG Apure), es posible encontrar dos tipos fisonómicos de vegetación: bosque de galería y sabanas tropicales. Como es de suponer, sobre el comportamiento de estas unidades de vegetación y su relación con variables externas (vgr. climáticas o edafológicas), existen pocos modelos matemáticos; esto puede deberse, en primera instancia, a que es un sistema mucho más complejo que el suelo (donde aún los procesos más complicados y de menor linealidad pueden ser descritos con algún éxito, mediante ecuaciones que involucran solamente las variables físicas más relevantes); en segunda instancia, a que los ecosistemas de sabana tropical y bosque de galería son, en general, poco conocidos y sus procesos no han sido suficientemente cuantificados.

La demanda hídrica de la cobertura vegetal, su estacionalidad, así como los patrones específicos de absorción y actividad radicular, son dependientes de los procesos ecofisiológicos de las especies dominantes; por esto resulta imprescindible disponer de información detallada sobre el tipo, la densidad, la funcionalidad y la estructura de la vegetación, con el fin de construir modelos del subsistema en el contexto de los modelos de balance hidrológico, que puedan describir e interpretar correctamente la participación de la biomasa vegetal en el ciclado del agua y los efectos que puedan generarse por alteraciones en dicho ciclo.

En el marco del proyecto BEMSETI se ha reunido información sobre el comportamiento estacional del intercambio de gases, dióxido de carbono y vapor de agua, de las especies dominantes en los tres tipos de sabana. Sin embargo, esta información se encuentra todavía en su fase de elaboración, motivo por el cual su asimilación al modelo rebasa el plazo disponible para la presentación de esta tesis.

Solventando las carencias informativas, hemos planteado el sub – modelo VEGETACIÓN de la siguiente manera:



PPN : Productividad primaria neta PpT : Precipitación Total BA : Biomasa aérea
 BSi : Biomasa radical del nivel i (1...3) $Transp$: Transpiración.
 $EUAg$: Eficiencia uso del agua

Figura VI.13. Diagrama esquemático de las entradas, transferencias y salidas del sub-sistema VEGETACION, representadas como flechas. Las llaves sobre las flechas simbolizan controles sobre los flujos; tales controles aparecen listados en el cuadro inferior de la figura.

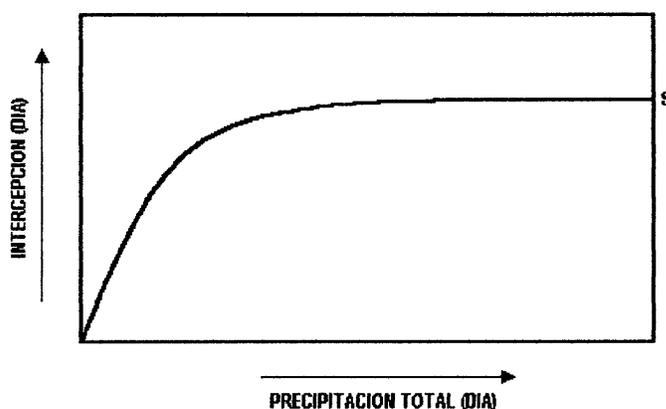
Dado que las ganancias netas del sub - sistema, en lo que a agua se refiere, son despreciables desde el punto de vista del balance global del sistema, se asume que las entradas por absorción son iguales a las pérdidas por transpiración. Las ganancias netas por intercepción también se estiman en cero (0), por lo que se plantea que todo cuanto se

intercepta es regresado a la atmósfera por evaporación. Si bien es posible que una fracción importante del agua interceptada por la cobertura vegetal llegue a la superficie del suelo por goteo o por escurrimiento foliar y caulinar,, se considera que esta fracción ya está incluida en la precipitación efectiva de la cual se habló en el capítulo anterior.

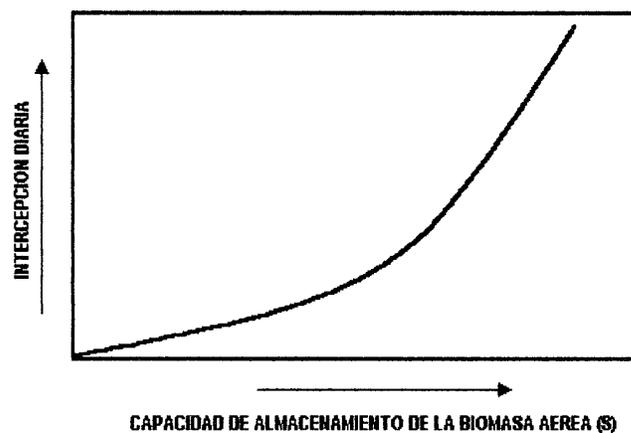
.2.2 Estructura cuantitativa del sub – modelo VEGETACION.

.2.2.1 Intercepción.

Como se observa en la Figura 16., la intercepción se considera como una función dependiente de la capacidad de almacenamiento de agua de la superficie interceptora, de la demanda evaporativa de la atmósfera y de la intensidad del evento de lluvia (Clarke, 1986/87; Shuttleworth, 1979). La intensidad del evento de lluvia, sin embargo, es una variable que escapa al análisis del modelo dado que se mide en un tiempo de paso inferior al de este último (horas y no días). Es así que, a la resolución temporal del MHG – Apure, la intercepción puede ser simplificada describiéndola como una función de la precipitación total diaria y de la capacidad de almacenamiento de agua de la superficie vegetal (S), de la manera como se presenta en las Gráficas 13 y 14. S , a su vez, se define como una función de la acumulación de biomasa vegetal aérea del sistema (Metherell et al. 1998).



Gráfica VI.9. Comportamiento de la intercepción (mm/día) frente a la precipitación total (mm/día) cuando S permanece constante.



Gráfica VI.10. Comportamiento de la Intercepción diaria con respecto a S ; precipitación diaria constante.

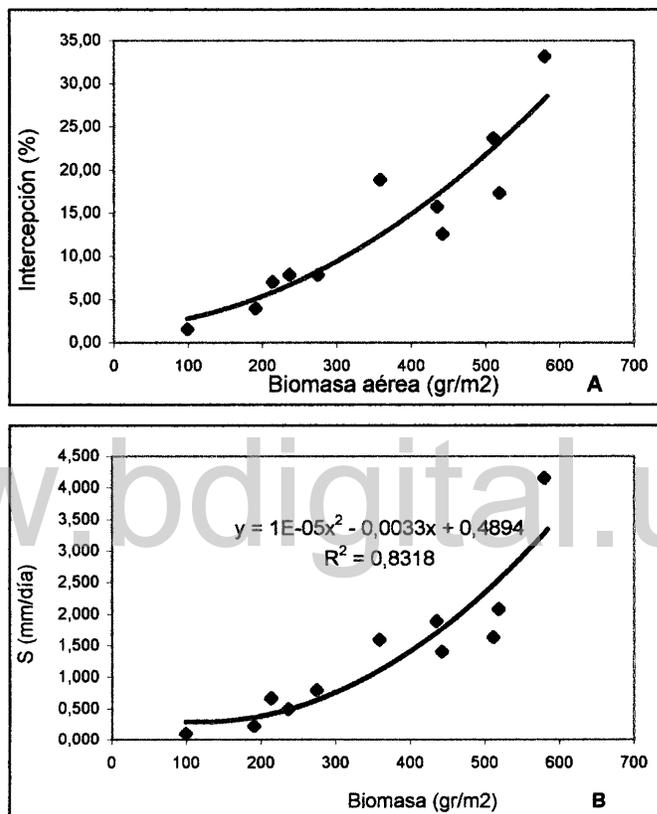
Finalmente, es necesario aclarar que S , de la manera como se entiende en esta ecuación, no tiene el mismo significado que la variable "Profundidad del almacenamiento de agua en la cubierta vegetal" (variable s , en la bibliografía), dado que S es un valor dependiente del tiempo de paso de la simulación, tanto como del desarrollo y las características de la biomasa aérea, mientras que s es un valor solamente dependiente de la biomasa aérea y su valor puede estar hasta un orden de magnitud por debajo de S , cuando S se asimila a un tiempo de paso de un día.

.1.1.1.1 **Capacidad de almacenamiento de la cubierta vegetal en ecosistemas de sabana.**

Según Acevedo (1988) y Acevedo & Sarmiento (1990), la intercepción relativa (% de Pp) en ecosistemas herbáceos, en este caso una pastura de *Digitaria decumbens* en suelos de sabana de los Llanos Occidentales, presenta una correlación clara con la biomasa aérea (Gráfica 15). El valor de S , aceptando como premisa que la precipitación efectiva es igual a la precipitación total menos S siempre que S sea menor a la precipitación total, se deduce fácilmente al multiplicar el porcentaje de intercepción por la precipitación. Siguiendo este razonamiento, cuando la precipitación diaria es inferior a la

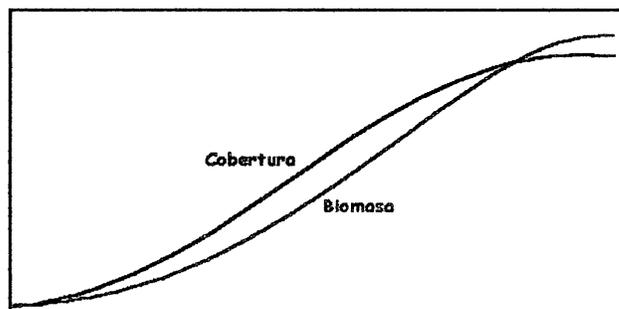
capacidad de almacenamiento en la superficie vegetal y ésta cubre totalmente el suelo, no hay precipitación efectiva.

Si bien es cierto que sobre S influye notablemente la evolución de la cobertura vegetal, un factor que se correlaciona positivamente con la acumulación de biomasa aérea pero que tiene un comportamiento ligeramente diferente a ésta en el tiempo (Sarmiento, com. pers.) de la manera como se hipotetiza en la Gráfica VI.12., y que es posible que al incluir este factor en el razonamiento se mejore el índice de correlación obtenido, no se posee información sobre la evolución temporal de la cobertura con respecto a la acumulación de biomasa. De la misma manera, la partición de la biomasa aérea en biomasa verde y necromasa puede influir notablemente sobre S (Acevedo y Sarmiento 1990); no obstante, no tenemos datos sobre la disminución de la capacidad interceptora de un sistema herbáceo cuando aumenta la proporción de biomasa aérea muerta eb pie. Por consiguiente, para el cálculo de la variable S adoptamos el modelo matemático propuesto en la Gráfica VI.11B.



Gráfica VI.11. A: Relación de la Intercepción relativa (%) con la biomasa aérea en una pastura de *D. decumbens*. B: Relación de la variable S (mm/día) con la biomasa aérea en el mismo sistema.

Fuente de los datos: Acevedo, 1988.



Gráfica VI.12. Comportamiento hipotético de las variables Biomasa Aérea y Cobertura Vegetal. Nótese cómo la Cobertura se recuperaría más rápidamente que la biomasa, alcanzándose la inflexión de esta curva cuando la curva de Biomasa Aérea todavía presenta una pendiente acentuada.

.1.1.1.2 Intercepción en el ecosistema bosque de galería.

A diferencia de los sistemas herbáceos, en los que cabe esperar grandes variaciones temporales en la biomasa interceptora a lo largo del ciclo anual y, por ende, la variación de la intercepción depende en primera medida del desarrollo de ésta biomasa, en los sistemas forestales con poca variabilidad estacional en su biomasa aérea, la principal variable que interviene en la regulación de la intercepción es la intensidad de las precipitaciones (Shuttleworth 1979, citado por Clarke 1986-87, Malagón 1995), de la manera como lo describe la Gráfica 13, asumiendo que la capacidad de almacenamiento del dosel se mantiene relativamente constante en el tiempo. Obviamente, el valor de esta capacidad de almacenamiento varía de un tipo de bosque a otro, en función de la estructura y del volumen de su biomasa aérea. El ecosistema de bosque de galería, en el área de estudio, es una "Selva tropical semidecídua", para el cual no parecen existir observaciones que permitan describir e interpretar el comportamiento de la intercepción; existe, sin embargo, información sobre las tasas anuales de intercepción en otro tipo de sistemas forestales tropicales.

En una selva tropical siempreverde en San Carlos de Río Negro (caatinga amazónica), la intercepción anual se acerca al 17% de la precipitación (Heuveldorp 1979); por otra parte, Clemens & Colon (1975, citados por Clarke, 1986/87) reportan valores anuales del 25%, en una selva siempreverde montana baja (375 m snm) en El

Verde, Puerto Rico, con precipitación anual en el orden de 1840 mm. Nye (1961) estimó la interceptación anual de una selva siempreverde tropical, en Kade, Nigeria, en cerca del 16%.

Clarke (1986/87) hace un análisis comparativo de estos resultados y concluye que no parece existir un patrón consistente que permita atribuir las variaciones en la interceptación a factores climáticos o estructurales de los ecosistemas, así como descartar que las diferencias encontradas se deban a errores introducidos por el método de medición empleado. Para nuestro modelo, entonces, asumimos que la Interceptación anual está en el orden del 20%, lo que, al relacionar este valor con la información conocida de precipitación media diaria por día de lluvia (22,5 mm), permite obtener un valor de S constante de 4,5 mm/día.

Es evidente que el carácter semideciduo del bosque de galería puede generar variaciones estacionales de S , según el comportamiento de la biomasa foliar a lo largo del ciclo anual; pero la influencia de estas variaciones no debe ser grande ya que los árboles que pierden la hoja lo hacen durante pocos días, justamente en la estación sin lluvias.

.2.2.2 Desarrollo de la Cobertura

En el contexto del MHG – Apure, la cobertura puede ser interpretada como una variable (sabana) ó como un parámetro (bosque) según el tipo de ecosistema al que se haga referencia, de la misma manera como se hizo con la capacidad de almacenamiento de agua en la superficie vegetal en el numeral anterior.

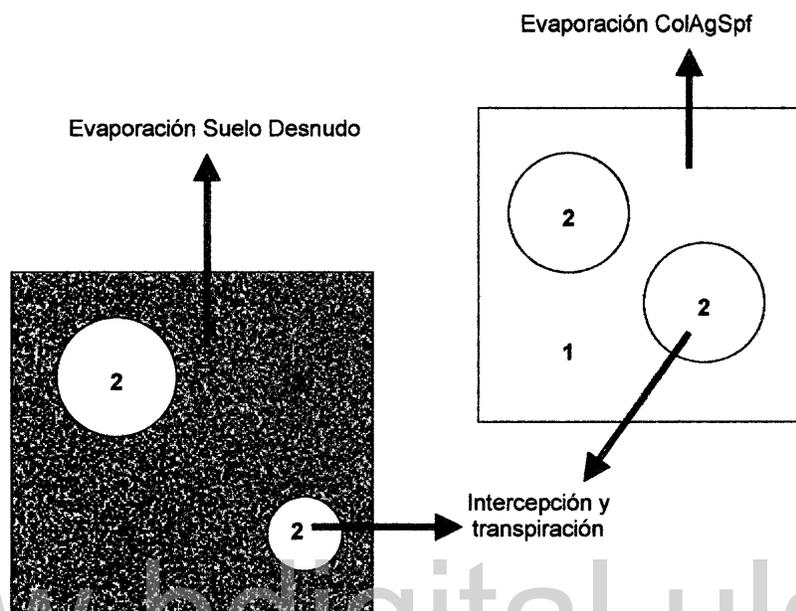


Figura VI.14. Partición idealizada del área de una celda, según los diferentes tipos de cobertura posibles: 1 – Columna de agua superficial; 2 – Vegetación; 3 – Suelo desnudo. La suma de las salidas (flechas rojas) no debe ser superior a la demanda evaporativa de la atmósfera; esto hace necesaria la introducción de un factor de corrección, en todas las salidas, que represente el valor porcentual de cada cobertura en la celda. A manera de reducción, se considera que en una misma celda solo existe un tipo de vegetación (de bosque o de sabana), así como ó suelo desnudo ó columna de agua superficial.

Bajo bosque de galería, se asume que la cobertura vegetal es constante e igual al 100%, de modo que las salidas a la atmósfera por evaporación directa (desde el suelo o desde una columna superficial de agua) se hacen iguales a cero. Esta es una sobresimplificación que, seguramente, tendrá que ser revisada en el futuro para mejorar el valor predictivo del modelo; sin embargo, es muy posible que el peso específico del error así introducido sea mínimo dentro del balance general.

Bajo sabana en cambio, la variación temporal de la cobertura vegetal es significativa en el comportamiento de los flujos; así por ejemplo, al inicio de la estación de lluvias puede estar en el orden del 5% si el sistema ha sido quemado durante la época seca, mientras que durante el pico de crecimiento del sistema, puede llegar al 90%, en sabanas

estacionales e hiperestacionales, ó al 95% en sabanas semiestacionales (Datos de campo BEMSETI).

La cobertura de suelo desnudo ó de la columna de agua superficial se calculan como la diferencia: $100 - \%CobVeg$. Por su parte, la opción "Suelo desnudo" ó "Columna de agua superficial" queda sujeta al balance diario de Precipitación Efectiva e Infiltración; así, si la precipitación efectiva supera la infiltración, se supone la existencia de una lámina de agua uniforme e igual al volumen de diferencia entre los dos flujos. En caso contrario, la cobertura que no corresponde a la vegetación se considera como suelo desnudo.

Como no existe información relativa al desarrollo de la cobertura vegetal, con respecto a la biomasa aérea, en un sistema de sabana a lo largo del ciclo anual, se asume que existe una relación de la forma $y = b*x$ donde y es la Cobertura Vegetal (%) y x la Biomasa aérea total (gr/m^2). b , en todos los casos es el resultado de la división del valor de la cobertura máxima (90 ó 95% según el sistema) por el valor de la biomasa máxima: $910 gr/m^2$ en sabanas hiperestacionales (Pereira da Silva e.p.); $690 gr/m^2$ en sabanas estacionales (Sarmiento 1984) y $1100 gr/m^2$ en sabanas semiestacionales (Sarmiento com. pers; Bulla et al. 1980)

Este modelo lineal queda sujeto, por lo pronto, a correcciones futuras, en la medida en que se cuente con nueva información sobre el comportamiento temporal de la variable "Cobertura vegetal" y su relación con otras variables del sub – sistema vegetación.

.2.2.3 Transpiración.

Para simular la transpiración existen, básicamente, dos aproximaciones metodológicas: una empírica, que relaciona la transpiración con la productividad primaria neta, y otra ecofisiológica, que resuelve analíticamente el problema. Como ejemplo del enfoque ecofisiológico se encuentra el modelo WAVES (Slavich et al. 1998), que describe los procesos genéricos que afectan el intercambio de carbono y vapor de agua, a la escala de la cubierta vegetal, usando información climática diaria y parámetros específicos de la vegetación, como la tasa máxima diaria de asimilación de carbono (a completa interceptación lumínica), los valores mínimos de potencial mátrico a los que puede ocurrir la absorción de agua por las raíces, el área foliar específica, la temperatura óptima

de crecimiento, la tasa de mortalidad y el coeficiente de extinción de luz bajo la cobertura. Otros modelos ecofisiológicos para simular transpiración, tanto en el marco de modelos hidrológicos como de productividad primaria (bruta y neta) se encuentran en Fitz et al. (1993) y Xiao et al. (1997).

Por otra parte, entre los modelos empíricos que relacionan las pérdidas de vapor de agua de la vegetación con la productividad primaria neta citaremos el de Jeltsch et al. (1997) y el modelo MONTREAL (Lieth 1975); el primero de éstos es un modelo semi-cuantitativo que divide la disponibilidad de agua en el suelo en cuatro rangos: buena, moderada, pobre y ninguna y, con base en esas categorías y en información de campo, determina la productividad y la transpiración de la vegetación. El modelo Montreal, por otra parte, no es específico con respecto a la transpiración; de hecho, relaciona la variable PPN (productividad primaria neta) con la evapotranspiración real del sistema, sin discriminar esta evapotranspiración en sus diferentes componentes (evaporación, intercepción, transpiración).

En la actualidad, no se posee la información necesaria para abordar el problema de la transpiración, en el contexto del MHG – Apure, desde la perspectiva ecofisiológica; tampoco se poseen medidas de transpiración, para los diferentes tipos de ecosistema, a lo largo de un ciclo anual, de manera que un enfoque puramente empírico es imposible. Se presentan, entonces, dos alternativas: La primera consiste en igualar, sin distingo alguno de ecosistema, la transpiración a la diferencia entre la demanda evaporativa de la atmósfera y la intercepción, cuando tal valor sea menor que la disponibilidad de agua en los tres horizontes del SUELO ($S_{noSat} + S_{Sat} - PMP$); en caso contrario, se igualaría la transpiración a la disponibilidad de agua en el suelo. La segunda aproximación trataría de estimar la eficiencia en el uso del agua de los diferentes sistemas ($EUAg$, gramos de agua evaporados por cada gramo de materia orgánica producido) e inferir, así, el volumen de agua transpirado según la productividad primaria neta mediante la siguiente ecuación:

$$dTransp/dT = dPPN/dt * EUAg$$

En el caso de la selva tropical semidecídua de las galerías, la primera aproximación parece ser la más pertinente, dado que no se cuenta con ninguna información relativa a

la producción primaria neta de este sistema, al menos en las condiciones ecológicas que caracterizan el área de estudio.

En el caso de los diferentes tipos de sabana, por otra parte, igualar la transpiración a la disponibilidad hídrica del suelo o al déficit atmosférico (demanda evaporativa menos interceptión) podría introducir un error sustancial, principalmente en aquellos sistemas que se inundan periódicamente y que, durante esta fase per-húmeda, presentan una disminución notable de su actividad metabólica; la alternativa metodológica en discusión no permitiría discriminar entre las estaciones húmedas (suelo entre PMP y CC) y las estaciones per-húmedas (suelo entre CC y Saturación total). Queda, pues, la alternativa del cálculo de la transpiración a través de la eficiencia en el uso del agua.

Desde las áreas cubiertas por vegetación y sin columna de agua sobre el suelo hemos considerado sólo dos transferencias hacia la atmósfera: la interceptión y la transpiración. Es también posible suponer que, durante la fase de mayor crecimiento del sistema y sólo durante esta fase, la suma de estas dos salidas es igual a la demanda evaporativa de la atmósfera.

Es así que, conociendo el volumen de agua evaporado por interceptión (ver numeral anterior) y la demanda evaporativa de la atmósfera (Evaporación en tina A por 0,75), la transpiración en ese momento debe ser igual a la diferencia entre los dos valores anteriores. Conocida, igualmente, la PPN máxima del sistema, el cálculo de la eficiencia se reduce a la división de la transpiración calculada sobre PPN máximo. Este razonamiento se resume en la siguiente ecuación:

$$\text{Si } \underline{\text{PPNmax}} \Rightarrow \frac{dDEvAtm/dt - dInt/dt}{dPPN/dt} = EUAg$$

En la mayoría de los sistemas de sabanas estudiados, de los componentes aéreo y subterráneo de la productividad primaria neta, el aéreo (PPN-A) es el mejor conocido; de hecho, los resultados obtenidos en el proyecto BEMSETI para sabanas hiperestacionales enfatizan este componente de la productividad total. Desde esta perspectiva y considerando que la PPN aérea refleja, en buena medida, el comportamiento productivo de todo el sub - sistema, el cálculo del índice se efectúa tomando como base la

comparación de la transpiración calculada en la época de mayor crecimiento de la vegetación con la productividad primaria aérea neta en ese mes. Los resultados de la ecuación se presentan en la tabla VI.8.

Tipo de sabana	PPN-A max gr/m ² /d	B.Aérea gr/m ²	DEvAtm mm/d	Int mm/d	Transp (calc) mm/d	EUAg grH ₂ O/grPPN-A
Estacional (1)	5,99	519,99	3.32	0	3.32	554
Hiperest. (2)	5,70	215,21	4,9	0	4,9	850

Tabla VI.8. Estimación de la eficiencia del uso del agua en dos tipos de ecosistemas de sabana (1) Sabana estacional en Barinas; Fuente: Sarmiento, 1984. (2) Sabana hiperestacional en el Hato el Frío; Fuente: Pereira da Silva, e. p.

Las carencias informativas de las que se habló con anterioridad, no permiten inferir sobre la posibilidad de estar sobre o sub – estimando el valor de la eficiencia del uso del agua en las sabanas semiestacionales ó en las sabanas hiperestacionales; más grave aún, la información existente sobre el comportamiento productivo de las sabanas semiestacionales es muy fragmentaria y no permite construir una curva anual de productividad primaria neta ó de biomasa aérea, de manera que el cálculo del índice de eficiencia queda sujeto a una consideración todavía más arriesgada.

La biomasa aérea máxima de la sabana semiestacional se acerca a los 1100 gr/m²; (González Jiménez 1978, Bulla 1980), con un patrón temporal cuyo máximo ocurre en los meses de febrero a marzo; observaciones de campo, por otra parte, permiten estimar que al inicio de la época de crecimiento activo de este sistema (al finalizar la inundación), la biomasa aérea está alrededor de los 200 g/m². Con estos dos únicos puntos de referencia, se construye una curva hipotética del comportamiento de la biomasa aérea, a lo largo de un ciclo anual, en un sistema de sabana semiestacional como se presenta en la Gráfica 19 del numeral correspondiente a Biomasa, productividad y descomposición. De la misma manera que en el caso de la sabana estacional y la sabana hiperestacional, PPN-A se despeja como la derivada de la curva de Biomasa aérea. Así, el pico de productividad primaria aérea de la sabana semiestacional se presentaría en febrero, alcanzando un valor de 7,32 g/m² día. Con precipitaciones nulas para ese momento y una demanda evaporativa calculada en 7,29 mm/d, cabría esperar una eficiencia en el uso del agua de 996 grH₂O/ grPPN-A

Resumiendo entonces, calcularemos la transpiración como el resultado de la multiplicación de la Productividad Primaria Neta Aérea (PPN-A) por el índice de eficiencia en el uso del agua (EUAg): 0,368 para sabanas estacionales, 0,660 para sabanas hiperestacionales y 0,920 para sabanas semiestacionales. Estos valores de eficiencia, vale la pena insistir, están calculados solamente con base en la productividad primaria neta aérea; es entonces posible esperar que, de estar correctamente calculados, dupliquen los valores reales de eficiencia dado que, por lo general, tal eficiencia se calcula con respecto a la productividad primaria total, que en el caso de las sabanas duplica al menos la productividad aérea.

Por otra parte, el hecho de inferir la productividad primaria aérea, o la descomposición de la biomasa, como una derivada de las curvas de biomasa observadas (Sarmiento, 1984; Pereira da Silva, e. p.), puede estar introduciendo un error en los cálculos de transpiración. Al derivar así la productividad y la descomposición, pareciera que cuando el sistema crece no hay descomposición y que, cuando el sistema decrece, no hay producción; en ambos casos, tanto producción como descomposición están subestimados. Si bien esta aproximación es suficientemente adecuada para describir la evolución temporal de la biomasa, subestima las pérdidas transpiratorias que, como se explicó, han sido descritas como una función de la Productividad primaria neta aérea.

.2.2.4 Productividad primaria neta, descomposición y biomasa en el compartimiento aéreo del sub – sistema VEGETACION.

En los ecosistemas de sabana tropical la disponibilidad del agua en el suelo es el factor condicionante de mayor peso sobre el comportamiento de la vegetación, a lo largo de un ciclo anual (Sarmiento 1990). Con base en esta premisa, se plantea el modelo de productividad primaria neta aérea como una función derivada de la disponibilidad del agua en el suelo, de manera que las mayores productividades se encuentran cuando el suelo está en o muy cerca de la capacidad de campo, y las más bajas (o nulas) se encuentran cuando el suelo está por debajo del punto de marchitez permanente; en los ecosistemas inundables (sabanas semiestacionales e hiperestacionales), al estrés ocasionado por la falta de agua durante la estación seca, se suma el estrés del anegamiento periódico del suelo, de manera que existe una depresión en las curvas de producción coincidente con el pico del anegamiento (cuando los suelos están en o muy cerca de la total saturación).

.1.1.1.3 Disponibilidad de agua en el suelo.

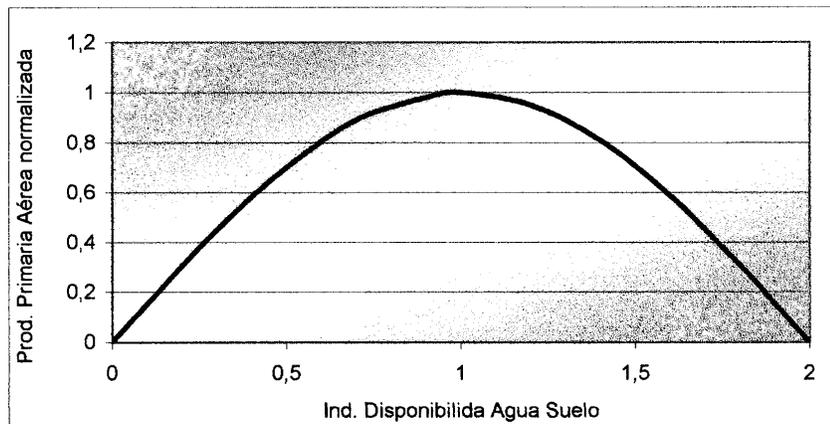
La disponibilidad del agua en el suelo se expresa, en este modelo, como un valor normalizado que oscila dentro del rango de 0 a 2: cero cuando el suelo está en o por debajo del punto de marchitez permanente; uno cuando el suelo está en capacidad de campo y dos cuando el suelo se encuentra completamente saturado. Tal índice (*IDA*, según la nomenclatura del modelo) se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$IDA = (S_{NoSat} - PMP / CC - PMP) + (SSat / Prs)$$

donde

$$PMP = 0,0260 + 0,050Cl + 0,005 * (100 - Sa - Cl) + 0,0158MO$$

Como se anotó en el capítulo correspondiente al submodelo SUELO, *SnoSat* y *SSat* son el contenido de agua en los reservorios "Suelo No Saturado" y "Suelo Saturado", respectivamente, de un estrato determinado del suelo, *CC* es el agua retenida a -33 KPa, *PMP* es el punto de marchitez permanente (-1500 KPa) y *Prs* es la porosidad (asimilable al volumen de agua de saturación (van Genuchten 1980); *Sa*, *MO* y *Cl*, en el cálculo de *PMP*, son los contenidos porcentuales de arena, materia orgánica y arcilla, respectivamente (Saxton et al. 1986). Los supuestos del modelo son que cuando *IDA* es igual a cero ó a dos, la productividad primaria aérea neta es igual a cero, y que cuando *IDA* es igual a uno, la productividad primaria aérea neta es la máxima, se propone una función entre *IDA* y *PPN-A* de la manera como se muestra en la Gráfica VI.13.



Gráfica VI.13. Comportamiento de la productividad primaria neta aérea, reflejado en el índice normalizado de $PPN-A$ del eje Y, con respecto a la disponibilidad de agua en el suelo, reflejado en el índice IDA del eje X.

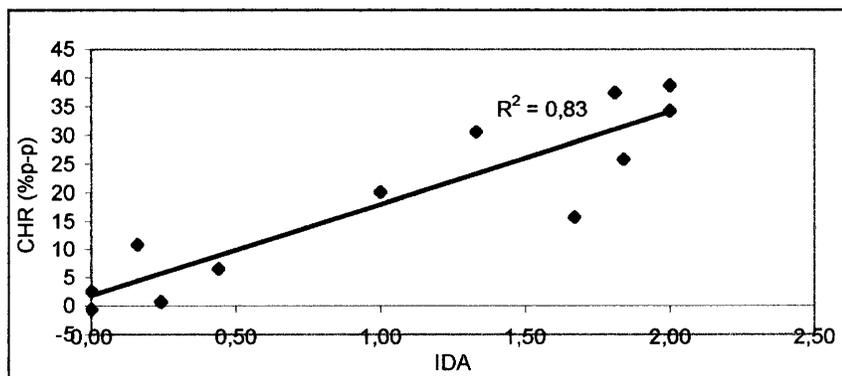
La productividad primaria neta aérea normalizada ($PPN-A_{norm}$), como aparece en la gráfica, es simplemente una relación entre $PPN-A$ en cada tiempo t y $PPN-A$ máxima, valor que se usó con anterioridad para el cálculo de la eficiencia del uso del agua en cada sistema. Esta relación sigue la fórmula:

$$PPN - A_{norm} = \frac{dPPN - A / dt}{PPN - A_{max}}$$

Finalmente, la relación entre IDA y el índice $PPN-A_{norm}$, según el modelo propuesto, sigue una función seno de manera que:

$$PPN-A_{norm} = \text{sen}(IDA*90)$$

Con los datos presentados por Pereira da Silva (e.p.) de productividad y contenido relativo de humedad, se calculó el ajuste del índice de disponibilidad de agua (calculado a partir de los datos de productividad), como se presenta en la Gráfica VI.14.



Gráfica VI.14. Ajuste del índice IDA, calculados a partir de la productividad primaria neta, en una sabana hiperestacional, reportada en cada mes del período 85 – 86, con respecto a las medidas, para el mismo mes, del contenido relativo de humedad en muestras de suelo de 0 a 20 cm (Pereira da Silva, e.p.)

Puede considerarse que el ajuste es bastante aceptable, atendiendo a que la información sobre contenido relativo de humedad es muy puntual, (puede variar de un día a otro en función de una lluvia) y sólo mide el contenido de humedad en el intervalo de profundidad de 0 a 20 cm. Los valores de IDA, con los que se construyó la gráfica, corresponderían a los valores medios mensuales según la producción de biomasa aérea acumulada en ese mismo período de tiempo.

.1.1.1.4 Biomasa, productividad y descomposición.

La biomasa aérea, si se excluye del análisis por el momento el efecto del pastoreo, es en las sabanas una función de la productividad primaria neta aérea y la descomposición aérea, obedeciendo a la siguiente ecuación:

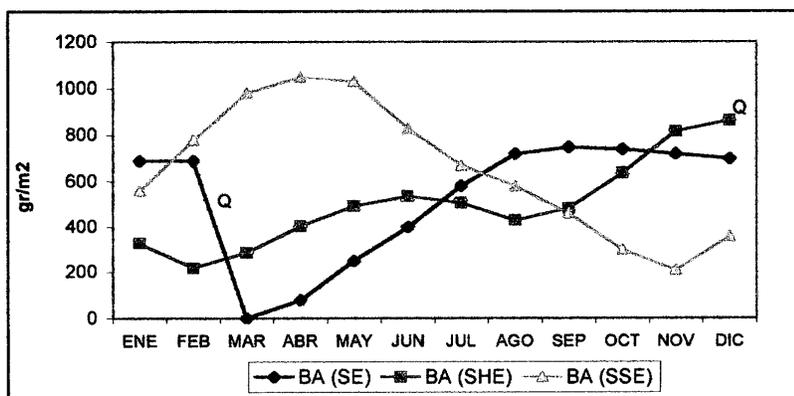
$$BA(t+1) = BA(t) + dPPN - A/dt - dDesc/dt$$

donde BA es la biomasa aérea (verde y seca) y $Desc$, es la convención que representa la descomposición en el modelo. Establecidos ya los parámetros del sistema que rigen la productividad primaria neta aérea, queda por definir la descomposición .

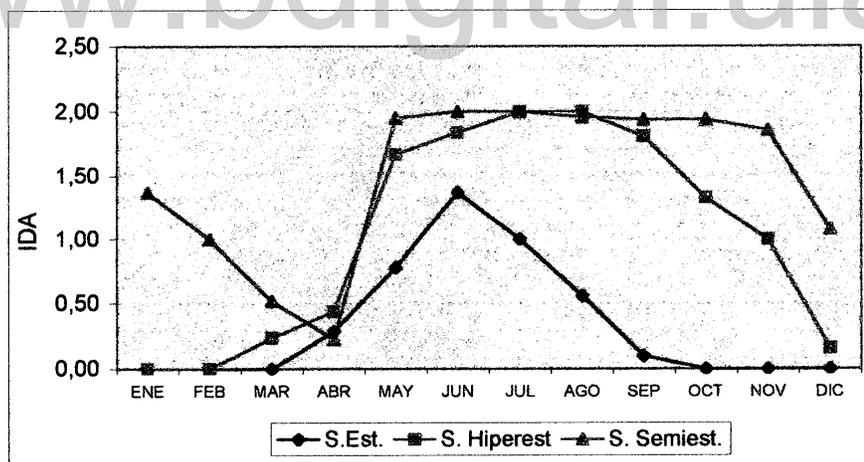
En el ecosistema de sabana estacional la descomposición aérea es mínima, razón por la cual, al final de la época seca, hay una gran cantidad de necromasa disponible como combustible para la quema (Sarmiento 1984); por consiguiente el balance temporal de la biomasa aérea, en este tipo de sabana, se reduce a la suma de la biomasa aérea del tiempo $t-1$ más lo producido en el intervalo de tiempo $t-1$ a t ; la descomposición se considera despreciable (Gráfica VI.16).

Por otra parte, la descomposición en las sabanas hiperestacionales y semiestacionales puede ser alta, principalmente durante la estación per-húmeda (Gráfica VI.15); esto establecería una relación positiva de la variable "Descomposición aérea" (*Desc-A* en la nomenclatura del modelo) con el índice IDA, al menos para valores de IDA superiores a uno (Gráfica VI.17). Además, los datos de Pereira da Silva (e.p.) muestran que, durante la transición de la época húmeda a la época seca, una fracción de la biomasa aérea se descompone, constituyendo un pico importante de descomposición alrededor de un valor de IDA de 0,25; cabría suponer un comportamiento similar en las sabanas semiestacionales.

Es de anotar que, entre diciembre y enero, en el caso de la sabana hiperestacional cuyos resultados aquí se discuten, y entre febrero y marzo, en el caso de la sabana estacional (Sarmiento, 1984), se observa una caída abrupta de la biomasa aérea que no es atribuible a la descomposición sino al efecto del fuego. Las quemadas, vale la pena resaltar, son un elemento de manejo habitual en tales ecosistemas y tienen una frecuencia media de un evento por año en las sabanas hiperestacionales y estacionales, coincidente con la última parte de la estación seca. En las sabanas semiestacionales la frecuencia de quema es mucho más baja, alrededor de un evento cada tres ó cinco años.



Gráfica VI.15. Comportamiento de la Biomasa Aérea, a lo largo de un ciclo anual, en los tres tipos de ecosistemas de sabana; Fuentes: Sabana Estacional – Sarmiento, 1984; Sabana Hiperestacional: Pereira da Silva, e.p.; Sabana Semiestacional: Comportamiento hipotético. La "Q" en la gráfica significa la ocurrencia de un evento de quema.



Gráfica VI.16. Comportamiento del índice de disponibilidad de agua, en los tres tipos de sabana, a lo largo de un ciclo anual. IDA calculado según la PPN-A en los tres sistemas.

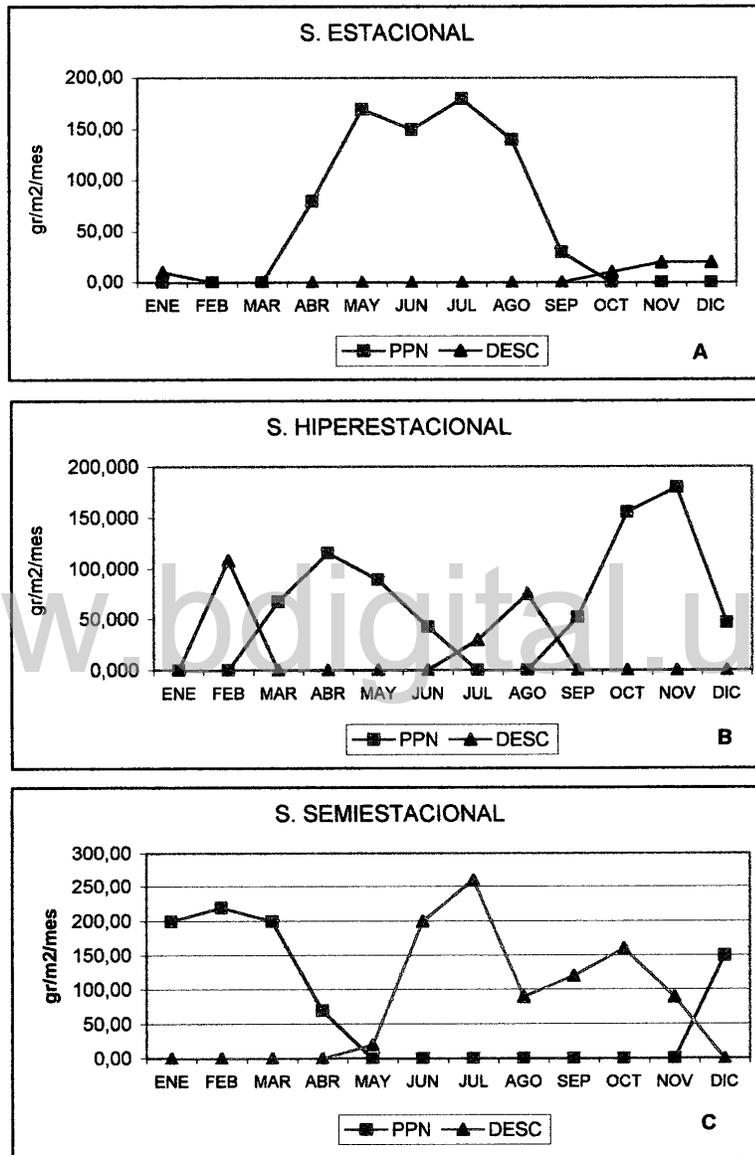
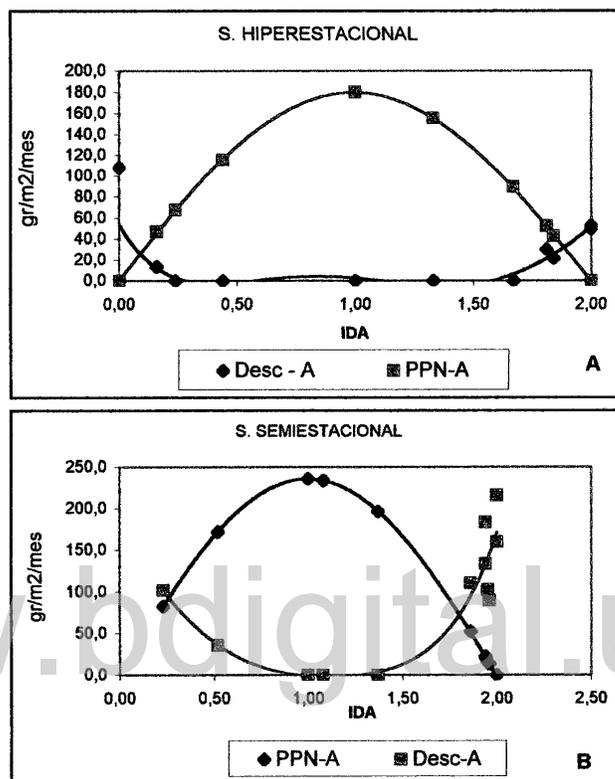


Gráfico VI.17. Comportamiento de PPN-A y Desc-A, a lo largo de un ciclo anual en los tres tipos de sabanas.



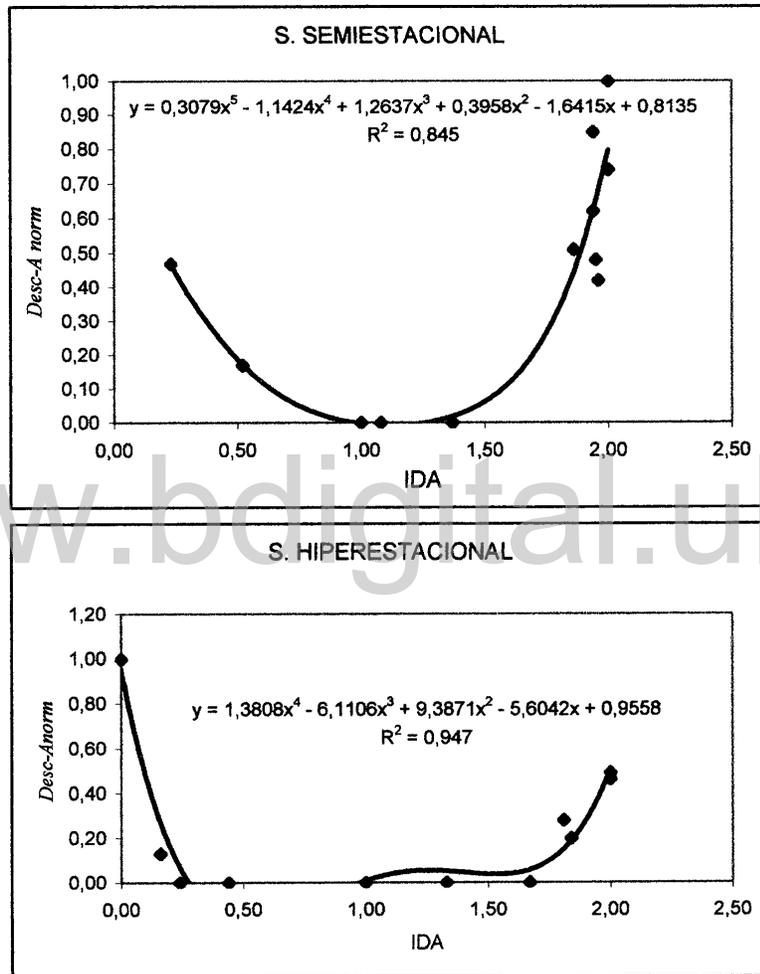
Gráfica VI.18. Comportamiento de las variables PPN-A y Desc-A frente al índice de disponibilidad de Agua (IDA).

Para elaborar un modelo de correlación que permita estimar el comportamiento de la descomposición aérea, con respecto al índice de disponibilidad de agua en el suelo, se construye un índice de descomposición normalizado de manera similar a como se construyó para la variable PPN-A.

$$Desc - Anorm = \frac{dDesc - A/dt}{DESCmax}$$

Donde Desc-Anorm es el índice normalizado de descomposición, cuyos valores oscilan entre cero y uno, $dDesc-A/dt$ es la descomposición en cada tiempo t y $DESCmax$ es la descomposición máxima en cada sistema: cero en sabanas estacionales, 108,2

gr/m2/mes en sabanas hiperestacionales y 215,87 en sabanas semiestacionales. Las ecuaciones de correlación y su ajuste correspondientes aparecen en la Gráfica VI.19.



Grafica VI.19. Comportamiento propuesto del índice normalizado de descomposición frente a IDA, en la sabana hiperestacional y en la sabana semiestacional.

Las limitaciones conceptuales del sub – modelo vegetación tal como se lo ha descrito aquí, serán discutidas en el capítulo correspondiente a discusión de resultados y

consideraciones finales. Podemos adelantar sin embargo, considerando una de las limitaciones que se desprenden del planteamiento de la estructura cuantitativa del sub – modelo.

La producción primaria de las gramíneas dominantes en la sabana estacional e hiperestacional continúa aun a potenciales hídricos en el suelo inferiores a 1500 KPa, valor considerado como el punto de marchitez permanente para plantas mesófilas. Es decir, el punto de marchitez permanente en este tipo de sabanas si, como su nombre lo plantea, se hace dependiente de la capacidad de la vegetación para extraer agua del suelo y continuar con su actividad metabólica, debe estar en el rango de los –4.000 a –6.000 Kpa (Baruch et al., 1985; Goldstein & Sarmiento, 1987). La forma como está descrito el punto de marchitez permanente, como parte de la ecuación del índice IDA, no permite introducir esta consideración ecológica sino que, aceptando la premisa general de hacer el PMP igual a –1.500 KPa, reduce a cero la productividad primaria neta y, por ende, el flujo transpiratorio a tensiones mátricas iguales e inferiores a ese valor. No obstante, se considera que las pérdidas por transpiración en esas condiciones de déficit hídrico en el suelo son muy pequeñas y, por lo tanto, despreciables desde el punto de vista del balance hídrico global del sistema, ya que en esas condiciones, coincidentes con la estación seca, la superficie transpiratoria y el índice de área foliar son mínimos.

.2.2.5 Absorción radical.

Existe una diferencia clara en cuanto a la absorción radical según el ecosistema considerado: en la selva semidecídua tropical de las galerías hemos supuesto que la absorción radical en cada uno de los compartimientos del sub – sistema suelo es una función de la transpiración y de la disponibilidad de agua en cada uno de los niveles con respecto a la disponibilidad total en el suelo. Este razonamiento se refleja en la siguiente ecuación:

$$AbsRad(i) = Transp * ((SNoSat(i) + SSat(i) - PMP(i)) / (SNoSat(total) + SSat(total) - PMP(total)))$$

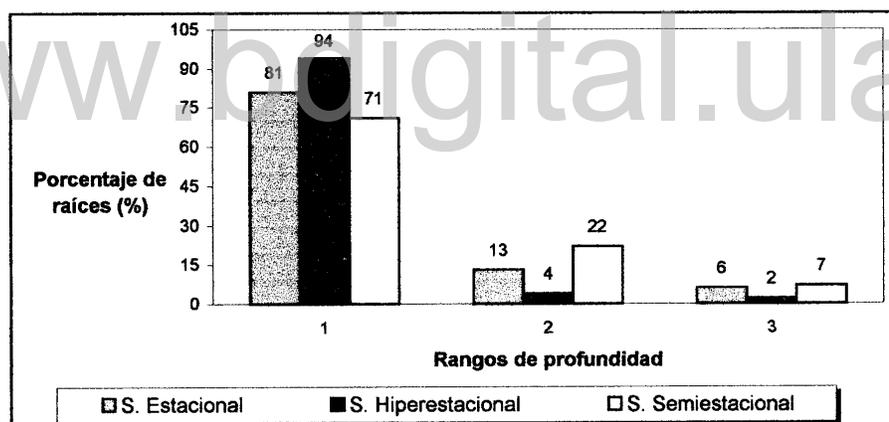
donde $AbsRad(i)$ es la absorción radical en un rango de profundidad i del suelo, $SNoSat(i)$ y $SSat(i)$ son los volúmenes de agua en los dos reservorios de ese mismo nivel; $PMP(i)$ es el punto de marchitez permanente correspondiente y $SnoSat(total)$, $Ssat(total)$ y

$PMP(total)$ representan la suma de los todos los reservorios de agua del suelo y de sus respectivos puntos de marchitez permanente.

En el caso de las sabanas, por otra parte, la absorción radical se considera una función de la transpiración y del porcentaje de la biomasa radical que corresponde a cada estrato del suelo. Se define mediante la ecuación:

$$AbsRad(i) = Transp * BRad(i) / 100$$

donde $AbsRad(i)$ es la cantidad de agua tomada por la vegetación en un compartimiento i del sub – sistema suelo, $transp$ es transpiración y $BRad(i)$ es el porcentaje de biomasa radical en el compartimiento correspondiente de la vegetación. La Gráfica VI.20. presenta la distribución porcentual de raíces, en rangos de veinte en veinte centímetros, para los diferentes tipos de sabana.



Gráfica VI.20. Distribución porcentual de las raíces en los diferentes compartimientos de la vegetación: 1 – 0 a 20 cm; 2 – 20 a 40 cm; 3 – 40 a 60 cm. Fuentes: Sarmiento 1984; Bulla et al. 1980.

Cabría esperar, dada la distribución de la biomasa radical, que el reservorio hídrico del primer compartimiento del suelo se agote más rápidamente que los dos siguientes; por esta razón planteamos que, en caso de agotarse alguno de los compartimientos del sub – sistema suelo, la absorción radical en los compartimientos restantes compense la

demanda transpiratoria. Esto se logra imponiendo una función lógica de la siguiente manera:

Si $(SNoSat(i) + SSat(i) - PMP(i) \leq 0)$ entonces $(BRad(i) = 0)$ sino $(BRad(i) = \text{un valor determinado})$

Paralelamente, $BRad(i)$ para los estratos restantes es recalculado siguiendo una ecuación:

$$BRad(i) = BRad(i) * 100 / (BRad(1) + BRad(2) + BRad(3))$$

.2.3 Diagramas de Forrester del sub – modelo VEGETACION.

A continuación, se presentan los diagramas de Forrester correspondientes a los procesos descritos a lo largo de este capítulo. En la Tabla VI.9., aparece el inventario de componentes del modelo (parámetros, variables, niveles, flujos) categorizados según la terminología aceptada en Dinámica de Sistemas y su definición en la estructura cuantitativa del sub – sistema.

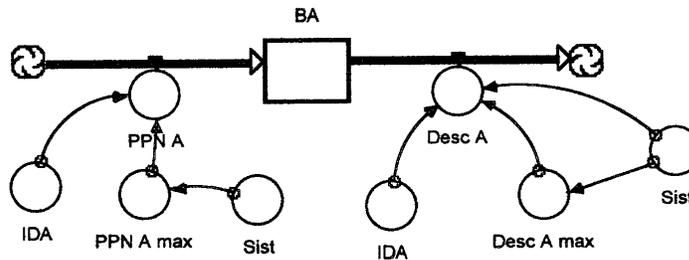


Figura VI. 15. Diagrama de Forrester para representar el cambio de la biomasa aérea a lo largo del tiempo de la simulación.

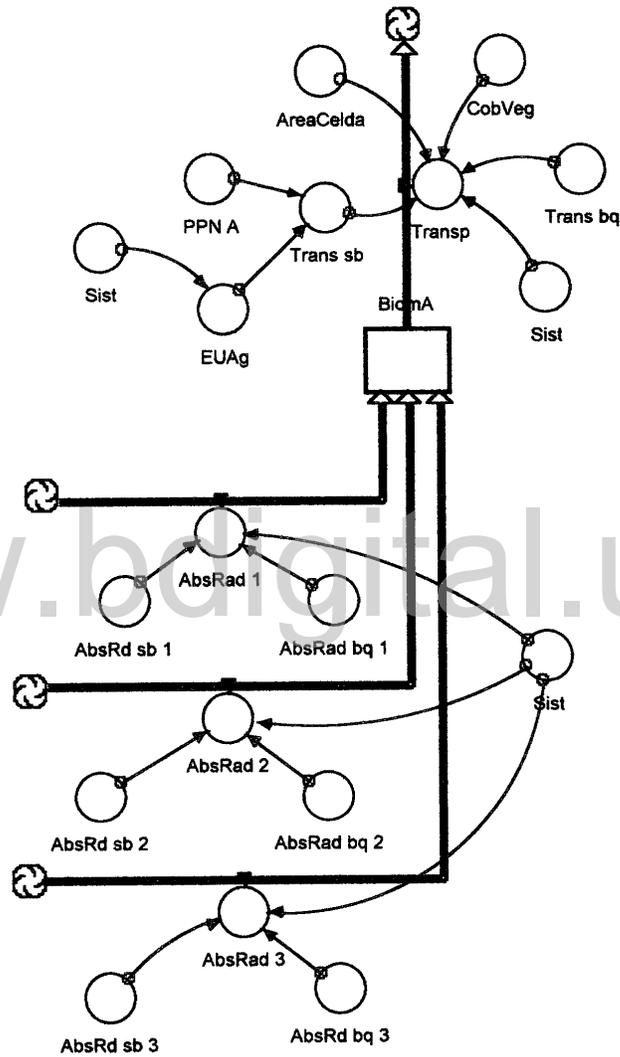


Figura VI.16. D. Forrester para representar la estructura fundamental del sub – modelo VEGETACION.

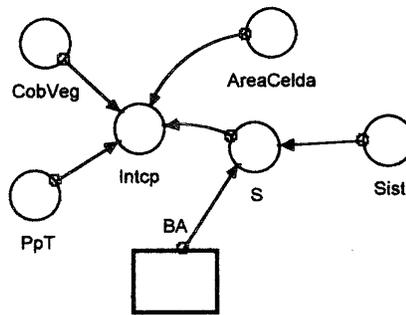


Figura VI.17. D. Forrester para representar la Intercepción.

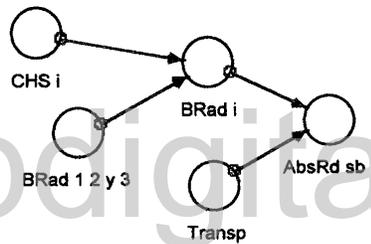


Figura VI.18. D. Forrester para representar la absorción radical en los ecosistemas de sabana

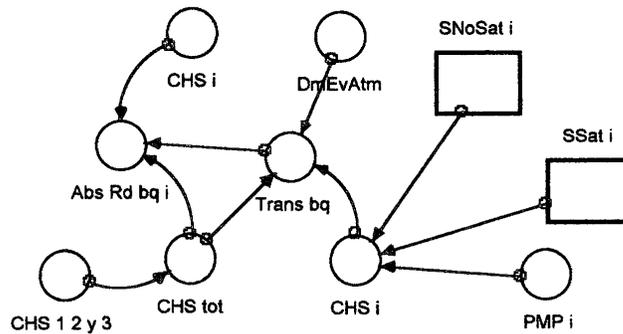


Figura VI.19. D. Forrester para representar la absorción radical y la transpiración en el ecosistema de selva tropical semidecidual (Bosque de Galería)

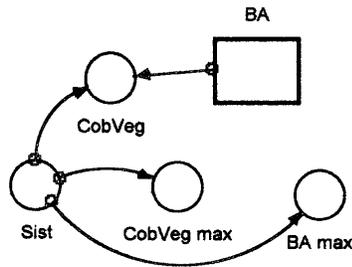


Figura VI.20. D. Forrester para representar el desarrollo de la cobertura vegetal en un ecosistema de sabana.

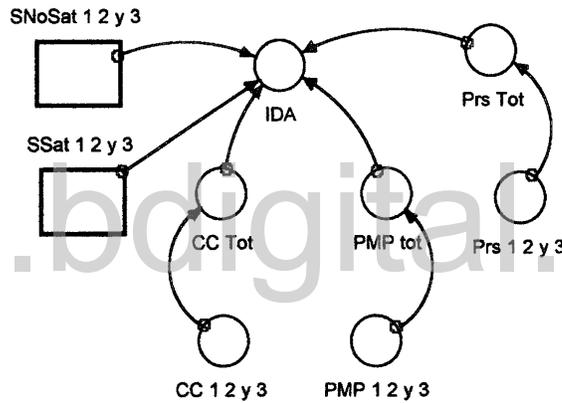


Figura VI.21. D. Forrester para representar el índice de disponibilidad de agua en el suelo (IDA)

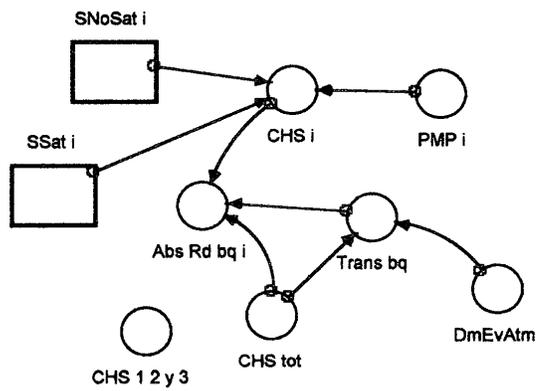


Figura VI.22. D. Forrester para representar la absorción radical en un compartimiento "i" de la vegetación y la transpiración en el ecosistema de bosque de galería.

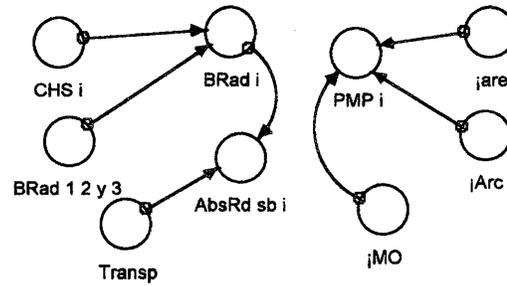


Figura VI.23. D. Forrester para representar el modelo de PMP y la absorción radical en un compartimiento "i" del suelo

Convención	Flujo	Parámetro	Nivel	Var. externa	Var. Interna	Significado
Sist		X				Parámetro que toma valores enteros de 1 a 4 para representar los diferentes tipos de ecosistema así: 1, 2 y 3: sabanas 4: bosque de galería
BA			X			Biomasa aérea (gr/m ²) en ecosistemas de sabana
BAmáx		X				Biomasa aérea máxima. Parámetro definido según el tipo de ecosist. de sabana
CobVeg					X	Cobertura vegetal (%)
CobVegmáx		X				Porcentaje máximo de cobertura, definido según el tipo de ecosist. de sabana

Convención	Flujo	Parámetro	Nivel	Var. externa	Var. Interna	Significado
EUAg		X				Índice de eficiencia de uso del agua, definido según el tipo de ecosist. de sabana
PPN_A					X	Productividad primaria neta aérea (gr/m ² /día)
PPN_Amax		X				PPN-A máxima, definido según el tipo de ecosistema de sabana
S		X			X	Capacidad de almacenamiento de agua en la superficie vegetal (mm/día). Es una variable interna en los ecosist. de sabana; parámetro en bosque de galería.
BiomA			X			Nivel que representa la cantidad de agua que hay en el sub – sistema vegetación en cada tiempo <i>t</i> de la simulación
Brad_i					X	Porcentaje de Biomasa radical en el comp. <i>i</i> .
Transp	X					Transferencia de vapor de agua, a la atmósfera por transpiración
AbsRad_i	X					Absorción radical por el compartimiento <i>i</i> de la vegetación.
Trans bq					X	Valor que tendría el flujo transpiratorio en un ecosist. de bosque
Trans sb					X	Valor que tendría el flujo transpiratorio en un ecosist. de sabana

Convención	Flujo	Parámetro	Nivel	Var. externa	Var. Interna	Significado
Intcp					X	Agua interceptada por la superficie vegetal
PpT				X		Precipitación total diaria
AreaCelda		X				Area de la celda
CHS _i					X	Contenido de agua disponible en el compartimiento <i>i</i> del suelo
PMP _i		X				Punto de marchitez permanente en el compartimiento <i>i</i> del suelo
SNoSat _j y SSat _i				X		El mismo significado que tienen en el sub – modelo SUELO
PMP Tot		X				Suma de todos los PMP de cada compartimiento del suelo
CC Tot		X				Suma de todas las capacidades de campo de los compartimientos del suelo
Prs Tot		X				Suma de todas las porosidades de los compartimientos del suelo
AbsRad sb _i					X	Valor que tendría la absorción radical en un ecosistema de sabana, en un compartimiento <i>i</i> de la vegetación

Convención	Flujo	Parámetro	Nivel	Var. externa	Var. Interna	Significado
AbsRad bq _i					X	Valor que tendría la absorción radical en un ecosistema de bosque de galería, en un compartimiento <i>i</i> de la vegetación
CHS Tot					X	Suma de todos los CHS _i de los diferentes compartimientos del suelo.

Tabla VI.9. Categorización de los componentes del sub – modelo, convenciones que les corresponden en los D. Forrester y su significado.

3. DISTURBIOS: QUEMA.

El fuego es un elemento habitual en los ecosistemas de sabana, bien sea como parte de una estrategia de manejo de los pastizales para ganadería, o como un factor que naturalmente consume la necromasa acumulada hacia el fin de la época seca (Sarmiento 1984). En el segundo caso, el fuego puede considerarse como un ritmo del sistema, una variable interna bajo la influencia de la acumulación de necromasa por unidad de área (Jeltsch et al. 1997).

En el primer caso, sin embargo, el fuego aparece más como un disturbio que como un ritmo; constituye una variable externa cuya frecuencia está sujeta a intereses de producción pecuaria y al conocimiento, bueno o malo, que tenga el propietario del hato ganadero sobre el funcionamiento del sistema. En nuestro modelo esta última es la naturaleza del fuego y la frecuencia de quema según las pautas de manejo observadas, las hemos considerado así: una quema anual para sabanas estacionales e hiperestacionales y una quema cada cinco años para las sabanas semiestacionales.

El diagrama de Forrester correspondiente aparece en la Figura VI.24.

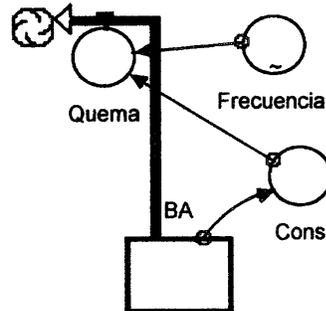


Figura VI.24. Diagrama de Forrester para el Fuego. *BA* es el nivel que representa la acumulación de biomasa en el sistema; *Frecuencia* es una variable externa que determina, en cada tipo de sabana, la frecuencia de los eventos de quema a lo largo de un ciclo anual; *Cons* es, finalmente, una variable interna que determina la biomasa consumida durante la quema.

El consumo de la biomasa aérea durante la quema se acerca al 95% (Sarmiento 1984, Pereira da Silva 1999), de manera que *Cons* se cuantificaría mediante la siguiente ecuación:

$$BA * 0,95 = Cons$$

Frecuencia, a su vez, es una variable que toma valores de cero ó uno a lo largo del tiempo de la simulación: cero cuando no hay quema y uno cuando se presenta un evento de éstos. En el modelo, *Frecuencia* sólo toma valores de uno los días 56 de cada ciclo anual; es decir, introduce una quema los días 25 de febrero de cada ciclo, en las sabanas estacionales e hiperestacionales; en las sabanas semiestacionales alcanza un valor de uno por primera vez el día 1881 (25 de febrero del quinto año de la simulación) y, a partir de ahí, una vez cada ciclo de 1825 días. El día de la quema es una fecha arbitraria; bien podría ser también a finales de diciembre, en enero o en las primeras semanas del mes de febrero. El flujo *Quema*, finalmente, obedece a la ecuación:

$$Quema = Frecuencia * Cons$$

De manera que sólo hay una salida por fuego, desde la Biomasa Aérea, el día señalado en la variable *Frecuencia* y en la cantidad señalada por la variable *Cons*.

VII. EL MODELO DE DINÁMICA HORIZONTAL: TRANSFERENCIAS LATERALES ENTRE CELDAS.

1. CONSIDERACIONES GENERALES.

El modelo de dinámica horizontal del MHG – Apure responde a la lógica representada en la Figura VII.1.

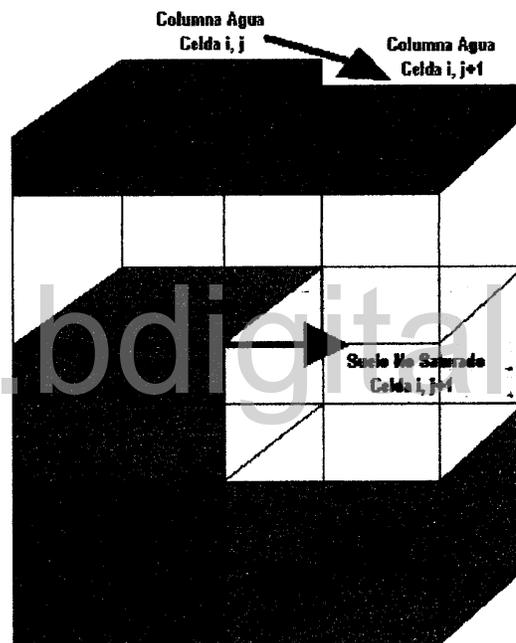


Figura VII.1. Diagrama general de las transferencias entre celdas.

Así, existen sólo dos tipos de transferencias horizontales: la primera de ellas desde una lámina de agua superficial de una celda hacia el mismo reservorio de una celda adyacente (escurrimiento superficial), y la segunda desde el reservorio "Suelo Saturado" hacia los reservorios "Suelo No Saturado" y "Suelo Saturado" entre celdas vecinas (Drenaje interno lateral); en ambos casos, la dirección del flujo obedece al gradiente hidráulico establecido por la diferencia de potenciales entre los reservorios.

2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA CUANTITATIVA DEL MODELO DE DINAMICA HORIZONTAL.

1.2.1 Esguerrimiento Superficial.

Según Xiao et al. (1995), la velocidad del flujo del agua sobre una superficie obedece a la siguiente ecuación:

$$Esc_{-}(m^3/d) = \frac{1}{N} * R^{2/3} * S^{1/2}$$

Donde N es el coeficiente de rugosidad de Manning, R (m) es la profundidad de la lámina de agua sobre el suelo y S (%) es la pendiente de la superficie del terreno sobre la que fluye. Esta fórmula se puede replantear, para funcionar en el ambiente de unidades discretas del modelo espacialmente explícito, de la manera como enuncian Fitz et al. (1998):

$$Esc_{-}(m^3/d) = \sqrt{\frac{Hcas_{(i,j)} - Hcas_{(i,j+1)}}{\sqrt{AreaCelda}}} * \frac{R^{5/3}}{N}$$

R , nuevamente, es la profundidad en metros de la columna de agua superficial de la celda emisora, N el valor del coeficiente de rugosidad de Manning y $Hcas_{(i,j)}$ e $Hcas_{(i,j+1)}$, el potencial hidráulico de las columnas de agua superficial de las celda emisora y receptora, respectivamente.

El coeficiente de rugosidad de Manning, a su vez, varía de acuerdo al grado de desarrollo y tipo de vegetación que hay sobre el suelo, así como a la textura del horizonte superficial (Flackenstein 1998; Ustin et al. 1996; Fitz et al. 1998). La influencia de la textura del suelo en el proceso de esgurrentía es indirecto, afectando la curva de saturación del horizonte superficial y, por ende, las tasas de infiltración que, junto con la precipitación diaria, determinan la profundidad de la lámina de agua de exceso (Williams et al. 1984, citado por Flackenstein 1998).

De esta manera, habiendo ya incluido la influencia de la textura sobre la infiltración en el modelo de dinámica vertical, N en nuestro modelo es una variable dependiente exclusivamente de la vegetación y de su grado de desarrollo. Bajo bosque, sin embargo, N adquiriría la naturaleza de parámetro. Algunos valores medios de N para diferentes tipos de vegetación se presentan en la Tabla VII.1.

Vegetación / Uso	Coefficiente de Manning (d/m)
Desarrollo urbano	0,014
Lechos de cuerpos de agua	0,010
Vegetación mixta de pastos y arbustos	0,400
Roca desnuda	0,020
Vegetación riparia no arbórea	0,450
Bosques de coníferas	0,350 – 0,400
Suelo desnudo	0,015

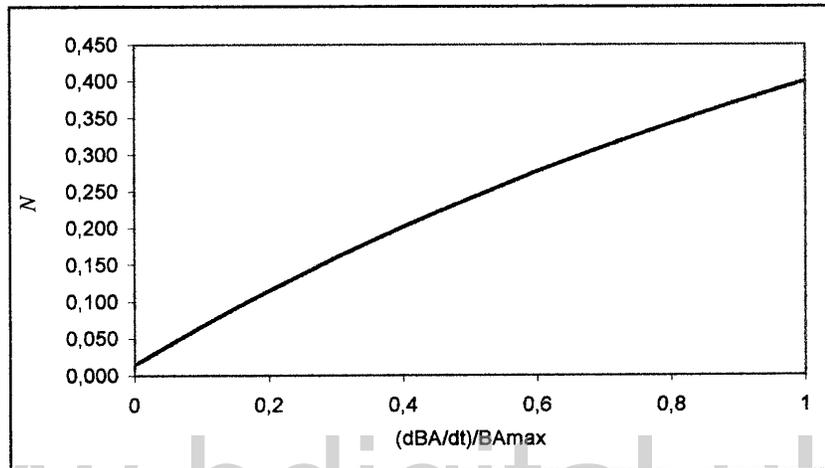
Tabla VII.1. Fuente: Flackenstein, 1998.

Adaptando la fórmula de Fitz et al. (1988), el valor de N en los ecosistemas de sabana se puede calcular para cada tiempo t de la siguiente manera:

$$N = \left\{ (N_{max} - N_{min}) * \left(1 * \left[2^{\left(\frac{1 - \frac{BA_{max}}{dBA/dt}}{dBA/dt} \right)} - 1 \right] \right) \right\} + N_{max}$$

Donde N_{max} es el valor máximo que puede alcanzar el coeficiente, N_{min} es el valor mínimo del mismo, asociado a un escenario de suelo desnudo, BA_{max} es el máximo valor de biomasa aérea en la celda y dBA/dt es el valor de la biomasa aérea en cada tiempo t de la simulación. Aceptando los valores propuestos por Flackenstein, N_{max} y N_{min} corresponderían a 0.4 y 0.15 respectivamente; BA_{max} es, cómo se explicó en el capítulo anterior, un parámetro de cada tipo de vegetación. Vale la pena mencionar que, en los bajíos del Q2 la rugosidad del suelo desnudo es muy alta, en virtud de la presencia de zulares; para este tipo de unidades homogéneas, dado que no existe información alguna

al respecto, consideramos que N_{min} es igual a 0.25, un valor de rugosidad aceptado para lechos de ríos con una pedregosidad elevada (Phillips & Ingersoll 1997).



Gráfica VII.1. Comportamiento de la variable N , frente al desarrollo de la Biomasa Aérea en un ecosistema de sabana tropical.

En las celdas bajo bosque de galería N adquiriría un valor constante; según Wilson (1988), 0.36 es un valor aceptable para vegetación riparia arbórea. Este valor es el que, en lo futuro, usaremos como parámetro N para el ecosistema de bosque de galería.

Una vez resuelto el valor de N , queda por resolver el cálculo de los potenciales hidráulicos de las columnas de agua superficial de las celdas entre las que ocurre el flujo superficial de agua. Como se desprende de la figura VII.2., en un escenario en el que la superficie de las dos celdas adyacentes tengan una misma altura sobre un nivel de referencia común (Z_s), el potencial de cada columna de agua puede calcularse a partir de sus profundidades con respecto a dichas superficies (Z_w); sin embargo, en un escenario en el que las superficies de las dos celdas adyacentes tengan diferentes alturas sobre el nivel de referencia, es necesario incluir esta diferencia de alturas a la profundidad de la columna de agua de la celda más alta (normalmente la celda emisora) para calcular allí el potencial hídrico correspondiente.

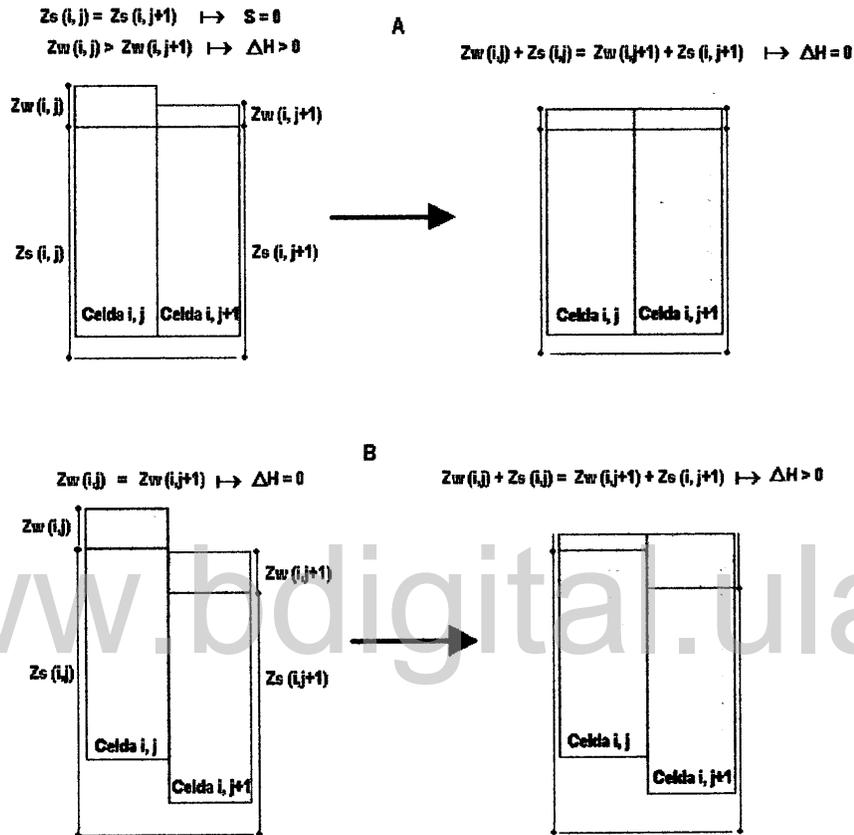


Figura VII.2. Dos situaciones posibles para el cálculo del potencial hidrico de las columnas de agua superficial de celdas adyacentes. Nótese como en la situación B., con columnas de agua superficial de igual profundidad, la diferencia de altitud de la superficie del suelo de las celdas con respecto a un nivel de referencia, se convierte en el criterio más relevante para establecer la diferencia de potenciales a la que obedecerá el flujo superficial.

2.1 Drenaje Interno Lateral

De manera similar a como se presentó en el capítulo correspondiente al sub – sistema SUELO, las transferencias laterales entre celdas obedecen a la fórmula de Darcy.

$$Q = K \cdot (dH/dW)_T \cdot AreaTransv$$

donde Q (m^3/d) es el flujo lateral interno, $(dH/dW)T$ es la derivada, a lo largo del tiempo, de la diferencia de potenciales hídricos entre celdas a una distancia W , que es el ancho de las celdas, $AreaTrasv$ (m^2) es el área transversal de los compartimientos del suelo desde y hacia los que vá el flujo (ancho de la celda por profundidad del compartimiento) y K (m/d) es la conductividad hidráulica efectiva de la celda receptora. Los flujos propuestos se dirigen, en todos los casos, desde los reservorios "Suelo Saturado" de los compartimientos del suelo de la celda emisora hacia los reservorios "Suelo No Saturado", en primera instancia, y "Suelo Saturado" de los compartimientos correspondientes de la celda receptora. Los cálculos de K y de dH/dW siguen los mismos modelos matemáticos enunciados en el capítulo del sub – sistema SUELO.

.2.2 Diagramas de Forrester del modelo de Dinámica Horizontal.

A continuación se presentan los diagramas de Forrester correspondientes a los dos procesos que conforman el modelo de dinámica horizontal del MHG – Apure.

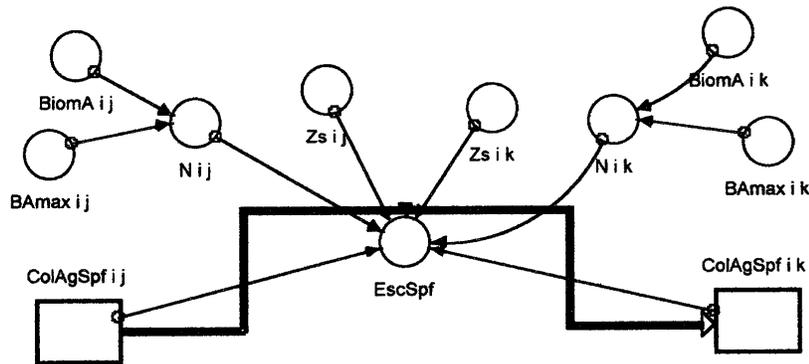


Figura VII.3. Diagrama de Forrester para el proceso "Escorrentía Superficial".

Convención	Parámetro	Flujo	Var. Interna	Var. Externa	Nivel	Significado
ColAgSpf i j ColAgSpf i k					X	Reservorios "Columna de Agua Superficial" en las celdas i, j e i,k respectivamente
SnoSat_i i j SnoSat_i i k					X	Reservorios "Suelo no saturado" en el compartimiento "i" de las celdas i, j e i,k.
Ssat_i i j Ssat_i i j					X	Reservorios "Suelo saturado" en el compartimiento "i" de las celdas i, j e i,k, respectivamente
H_i i j H_i i k			X			Potenciales hídricos del compartimiento "i" del suelo de las celdas i, j e i,k respectivamente
DrintNoSat_i		X				Transferencia lateral desde el reservorio "Suelo Saturado" del compartimiento "i" de la celda i, j hacia el reservorio "Suelo No Saturado" de la celda i,k.
DrintSat_i		X				Transferencia lateral desde el reservorio "Suelo Saturado" del compartimiento "i" de la celda i, j, hacia el reservorio "Suelo Saturado" del compartimiento "i" de la celda i, k.
Kr_i i, j Kr_i i, k			X			Conductividad hidráulica efectiva del compartimiento i de las celdas i,j e i,k respectivamente
Ks_i i, j	X					Conductividad hidráulica a saturación del compartimiento "i" de la celda i, j.
BiomA i j					X	Biomasa aérea de la celda i, j

Convención	Parámetro	Flujo	Var. Interna	Var. Externa	Nivel	Significado
BiomA _{i k}					X	
DH _{dW}			X			Derivada de la diferencia de potenciales hídricos entre los compartimientos homólogos de las celdas i, j e i, k.
Bamax _{ij}	X					Biomasa máxima, según el tipo de sabana, en las celdas i, j e i, k, respectivamente
Bamax _{ik}						
N _{ik}			X			Índice de rugosidad de Manning para las celdas i, j e i, k.
N _{ij}						
EscSpf		X				Transferencia lateral de agua, por escorrentía superficial, de la columna de agua superficial de la celdas i, j a la columna de agua superficial de la celda i, k
Zs _{ij}					X	Altura sobre el nivel del mar de la superficie del suelo en las celdas i, j e i, k.
Zs _{ik}						
Z _j	X					Profundidad del compartimiento "i" del suelo en las celdas i, j e i, k.
W	X					Ancho de las celdas

Tabla VII.2. Componentes y convenciones del Modelo de Dinámica Horizontal del MHG – Apure

VIII. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

1. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL META – MODELO DE DINAMICA VERTICAL

Cómo enunciamos en el capítulo correspondiente a la presentación del modelo hidrológico general (MHG – Apure), el análisis de sensibilidad de los componentes del modelo se efectuó respetando su estructura jerárquica en procesos, compartimientos y sub – sistemas.

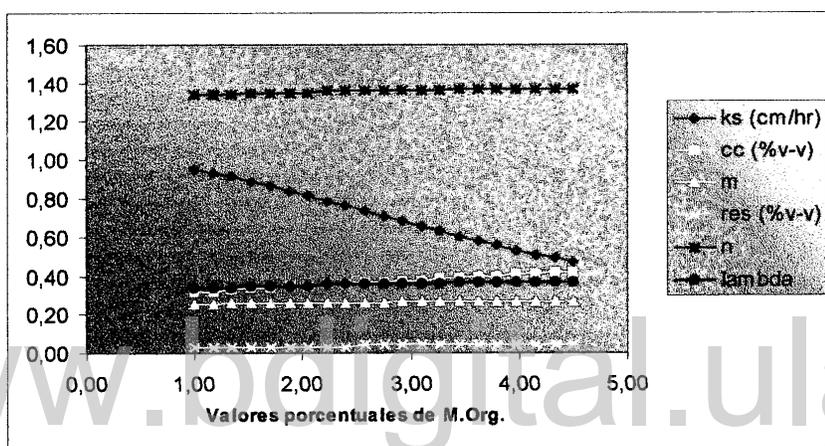
En general, para el análisis de sensibilidad pueden proponerse dos objetivos diferentes: el primero de ellos y el más habitual, es el de identificar los parámetros frente a los cuales son más sensibles los demás componentes del modelo, de manera que facilite su optimización al enfocar en ellos mayores esfuerzos de calibración. El segundo, de mayor valor analítico que metodológico, es el de identificar las relaciones más interesantes y, tal vez, menos obvias entre los parámetros de un sub – modelo y las variables del mismo o de otro sub – modelo. Entre estos dos propósitos estará oscilando el análisis de sensibilidad del meta – modelo de dinámica vertical en los numerales siguientes.

.1.1 Procesos del sub – sistema SUELO

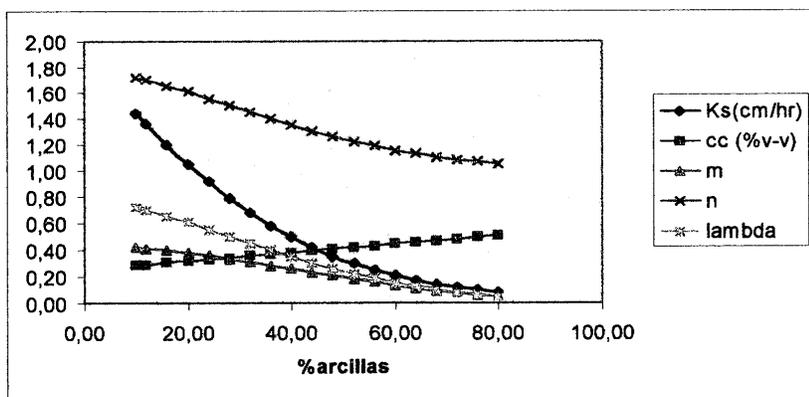
Dentro del sub – modelo SUELO, según está planteado, existen algunos parámetros claves de gran influencia sobre la dinámica temporal de las variables internas: el contenido de agua a Capacidad de Campo, el contenido de agua residual, la porosidad, los parámetros de Brooks & Corey (λ y h_b), los parámetros de Van Genuchten (n y m), el parámetro S_f de infiltración y la conductividad hidráulica saturada (K_s). Estos parámetros claves, a su vez, están determinados por ecuaciones en las que las variables externas son los contenidos de arena, arcilla y materia orgánica del suelo. Tales variables externas funcionan realmente, desde la perspectiva del sub – modelo, como parámetros dado que su valor permanece constante, a lo largo del tiempo de la simulación del modelo hidrológico, en cada uno de los escenarios pre-establecidos (unidades hidrológicamente homogéneas). Es así que se puede hablar de dos tipos de parámetros: los **parámetros del sistema**, en este caso los contenidos porcentuales de arena, arcilla y materia

orgánica, que se emplean para asignar un valor a los **parámetros del modelo**, definidos éstos como el conjunto de constantes vinculadas a la estructura cuantitativa del mismo.

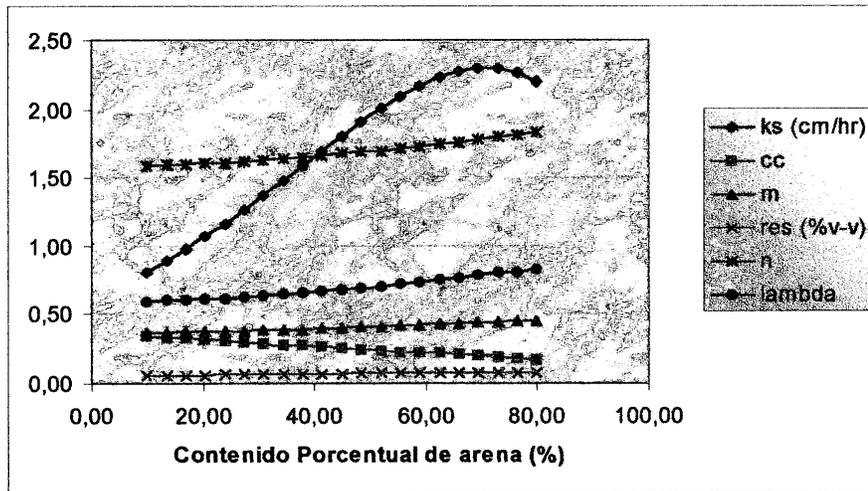
Para efectos del análisis de sensibilidad, sin embargo, es aceptable hacer variar los parámetros del sistema, a lo largo del tiempo de simulación, para evaluar su efecto sobre los parámetros del modelo, λ , K_s , h_b , S_f , n , CC y CV_{res} , como se verá a continuación.



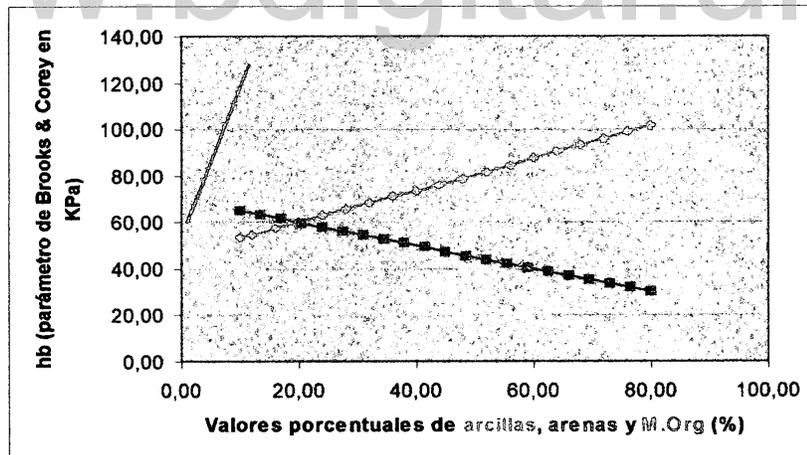
Gráfica VIII.1. Comportamiento de algunos parámetros importantes del sub-modelo SUELO, con respecto al contenido de Materia orgánica.



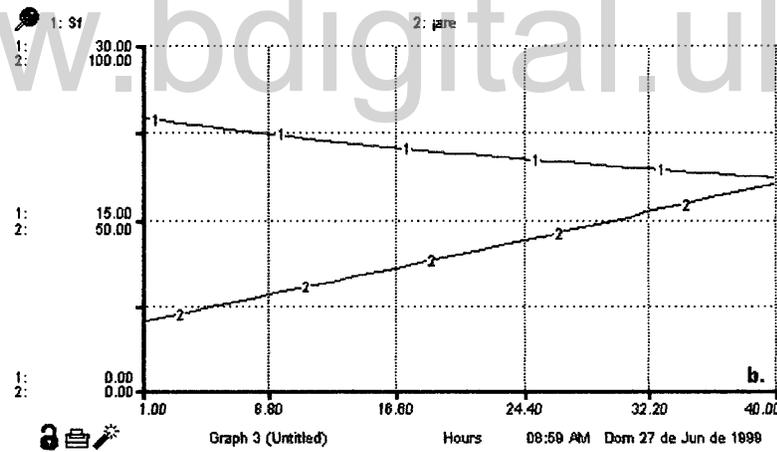
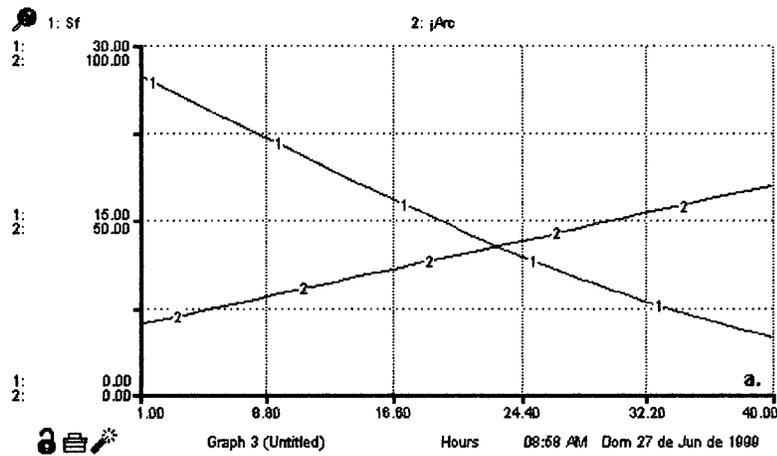
Gráfica VIII.2. Comportamiento de algunos parámetros importantes del sub-modelo SUELO, con respecto al contenido de arcilla.



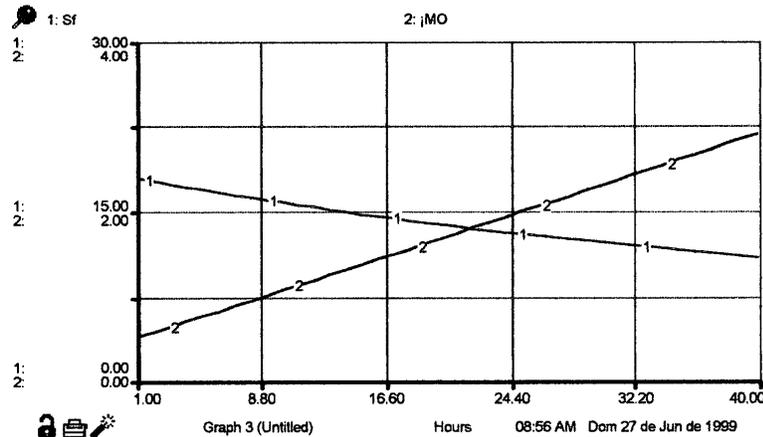
Gráfica VIII.3. Comportamiento de algunos parámetros importantes del sub-modelo SUELO, con respecto al contenido de arena.



Gráfica VIII.4. Comportamiento del parámetro hb de Brooks & Corey, con respecto al contenido de materia orgánica, arcilla y arena.



Gráfica VIII.5. Valores del parámetro de infiltración S_f frente a variaciones en el contenido de arcilla (a.) y de arena (b.); en el eje X, tiempo de la simulación. La variación de S_f aparece como una línea roja, en tanto que la variación de los parámetros externos (arena y arcilla) aparece como una línea azul.



Gráfica VIII.6. Variación del parámetro S_f (línea roja, 1) frente a la variación del contenido de Materia Orgánica del suelo (línea azul, 2); en el eje X, tiempo de simulación.

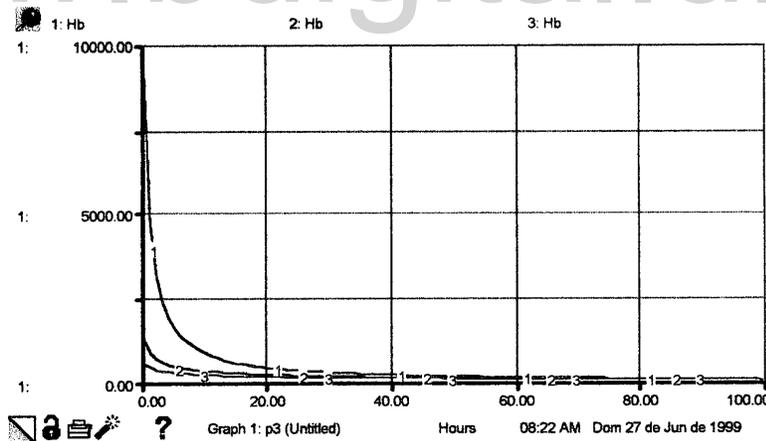
De estos resultados preliminares se desprende que la conductividad hidráulica saturada es, en todos los casos, el parámetro más sensible a la variación de las propiedades físicas del suelo, seguida por el parámetro de infiltración de Rawls y los parámetros de Brooks & Corey. Los demás parámetros demuestran una sensibilidad moderada a pequeña frente a la variación de las propiedades físicas del medio poroso. Es notable que el contenido de materia orgánica, cuyo máximo rango de variación fue de 0.5 a 4% en los análisis, demostró una influencia muy marcada sobre los parámetros del modelo, presumiblemente la más alta si se atiende a que el rango de variación del contenido porcentual de las arenas y de las arcillas fue mucho más amplio, del 30 al 60%. Los resultados de la función de sensibilidad de los parámetros del sistema sobre los parámetros del modelo se resumen en la siguiente tabla.

Parámetros Del sistema	Parámetros del modelo							
	n	CVres	Sf	CC	Ks	Prs	hb	m
% M. Org	0,000	-0,001	-3,050	0,030	0,150	0,020	6,460	0,000
% Arcilla	0,010	0,000	-0,170	0,000	0,030	-0,001	-0,510	0,010
% Arena	-0,010	-0,010	-0,640 a -0,350	0,000	0,030	0,000	0,700	-0,010

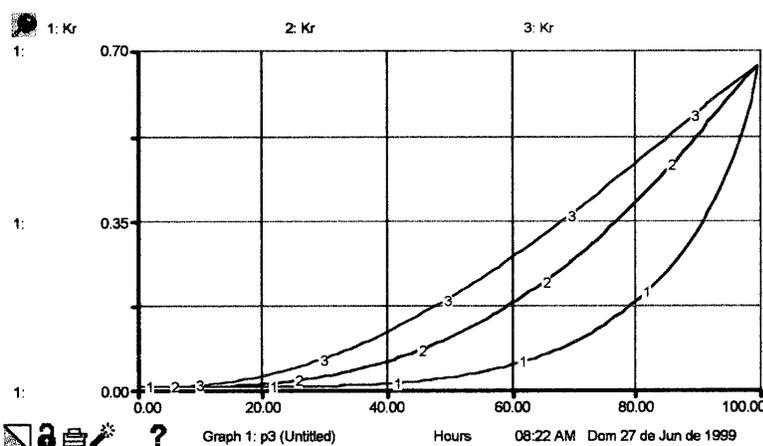
Tabla VIII.1. Matriz de sensibilidad de los parámetros del modelo frente a los parámetros del sistema.

En la Gráfica VIII.3. es posible observar, además, una caída del valor de K_s cuando los contenidos porcentuales de arena en el suelo superan el 60%; esto debe ser interpretado como un artefacto del modelo matemático que representa el comportamiento del parámetro K_s , demostrando así que el intervalo de validez de ese modelo en particular llega hasta tal valor porcentual de arenas. De ahí en adelante, los valores que resulten para K_s están sujetos al error introducido por este artefacto.

Por otra parte, vale la pena resaltar que, de la manera como se expresa el parámetro m de Van Genuchten en nuestro trabajo (como una función derivada de λ), m nunca alcanza valores iguales o superiores a uno. Según Vereecken et al. (1989), esto puede afectar significativamente la elasticidad del modelo dado que, a valores de θ cercanos a cero, la tensión matricial (H_b) se hace bastante sensible al parámetro m y pueden resultar sobrestimaciones de hasta uno o dos órdenes de magnitud de esta variable interna. Igualmente sucede con la conductividad hidráulica efectiva. Las gráficas VIII.7 y VIII.8 permiten observar este efecto.



Gráfica VIII.7. Variación del potencial matricial, H_b , en KPa (en el eje Y) según diferentes valores de m . 1. $m = 0.7$; 2. $m = 1.2$; 3. $m = 1.7$. A lo largo del tiempo de simulación (eje X), el valor de θ varía linealmente de 0.01, en t_0 , a 1, en t_{100} .



Gráfica VIII.8 Variación de K_r (en el eje Y y en cm/hr), frente a valores variables de Θ , variando linealmente de 0.01 a 1, a lo largo del tiempo de simulación (eje X), con tres valores de m distintos (1 = 0.7, 2 = 1.2, 3 = 1.7).

Por otra parte, el efecto de m sobre K_r es inverso, de manera que cuanto más se acerca m a la unidad aumenta la sensibilidad de K_r frente a Θ , alcanzándose valores excesivamente bajos de K_r cuando Θ es inferior a 0,5. En virtud de estos resultados y siguiendo lo enunciado por Vereecken et al. (1992), optamos por hacer m constante y otorgarle un valor de 1 en la ecuación de la variable "tensión de succión ó matricial", lo que reduce tal ecuación notablemente, de la formas de Van Genuchten (como aparece en el capítulo correspondiente al sub – modelo SUELO) a las formas originales de Brooks & Corey (Rawls et al., 1992).

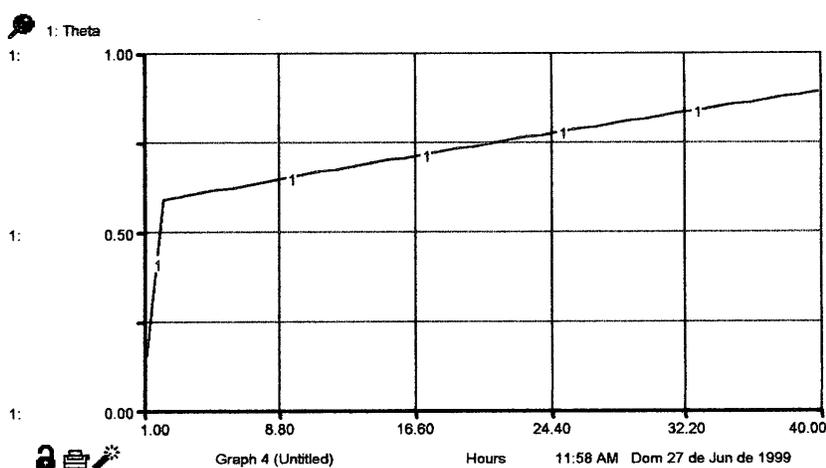
Por otra parte, en la ecuación de K_r el valor de m calculado de la forma como se explicó en el capítulo correspondiente (como una función de los parámetros del sistema: %arcilla, %arena y %M.Org) funciona de mejor manera que haciéndolo constante e igual a la unidad. En principio, el que un mismo parámetro, m del modelo de Van Genuchten, pueda tener dos valores diferentes, uno para el cálculo de H_b y otro para el de K_r , parece contraintuitivo; sin embargo, atendiendo a que tanto las ecuaciones de las variables como del parámetro son resultado de modelos estadísticos (ó empíricos), podemos considerar que existe una cierta libertad para elegir, de las posibilidades que ofrece la bibliografía, la

forma de calibración del parámetro que arroje los mejores resultados en cada circunstancia.

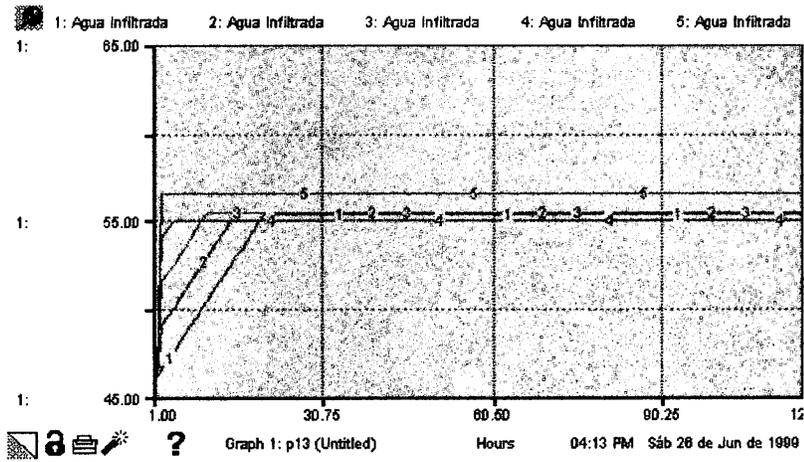
.1.1.1 Infiltración

La dinámica temporal de este proceso está influida, según lo hemos planteado, por tres propiedades del medio poroso: contenidos de arena, arcilla y materia orgánica. Igualmente interesante de observar es la influencia de las condiciones iniciales del sub — modelo (contenido de agua en los niveles involucrados) sobre la dinámica temporal resultante de la simulación.

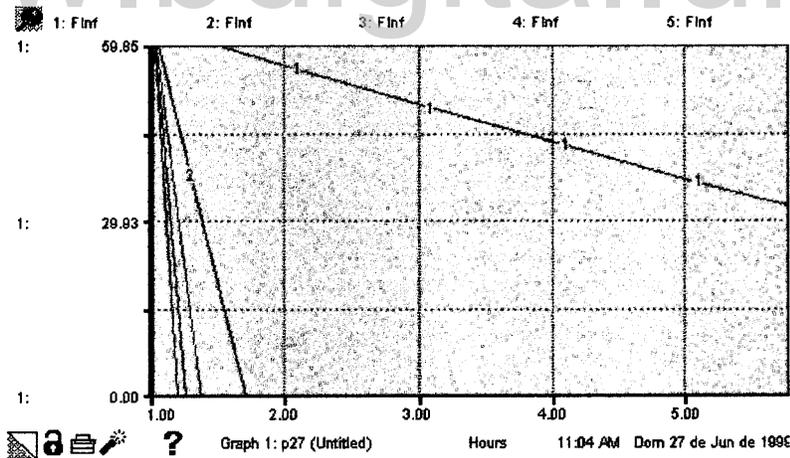
Los resultados de los análisis de sensibilidad de la infiltración, frente a la variación de los contenidos de arena, arcilla y materia orgánica y del tamaño inicial de los reservorios, se presentan en las gráficas de las páginas siguientes. Es de notar que, en todos los casos y a excepción del parámetro externo bajo análisis, todas las entradas, variables y demás parámetros permanecieron constantes a lo largo de la simulación, para hacer posible la comparación entre resultados. De igual manera, y esto es válido también para los análisis de sensibilidad de los otros procesos del suelo (drenaje interno vertical y percolación), *Theta* varió de la manera como se presenta en la siguiente gráfica, a lo largo de la simulación.



Gráfica VIII.9. Evolución de *Theta* a lo largo del tiempo de simulación.

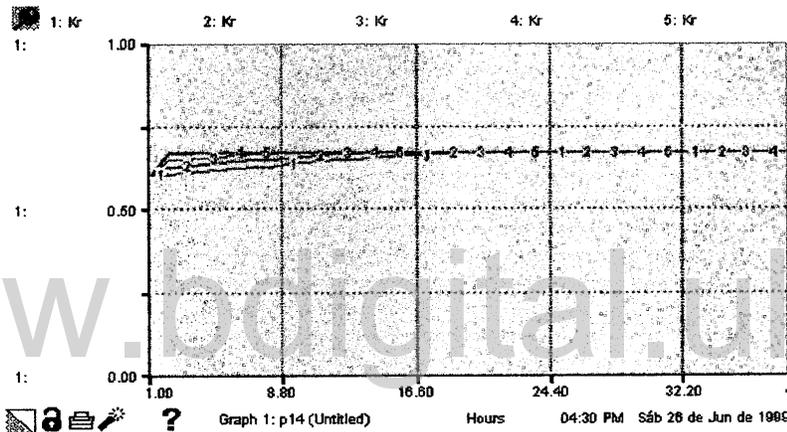


Gráfica VIII.10. Evolución temporal del contenido de agua (cm^3) en el compartimiento 1 (suma de los reservorios saturado y no saturado), frente a diferentes valores iniciales del nivel "Columna de Agua Superficial". Las curvas 1, 2, 3, 4 y 5 corresponden, respectivamente, a valores iniciales de láminas de agua de 0, 2, 4, 6, 8 y 10 cm.



Gráfica VIII.11. Comportamiento de la infiltración (cm/hr) a lo largo del tiempo de simulación, frente a diferentes valores iniciales del nivel "Columna de Agua Superficial". La numeración de las curvas responde a los mismos valores iniciales de profundidad de la columna de agua de la gráfica anterior.

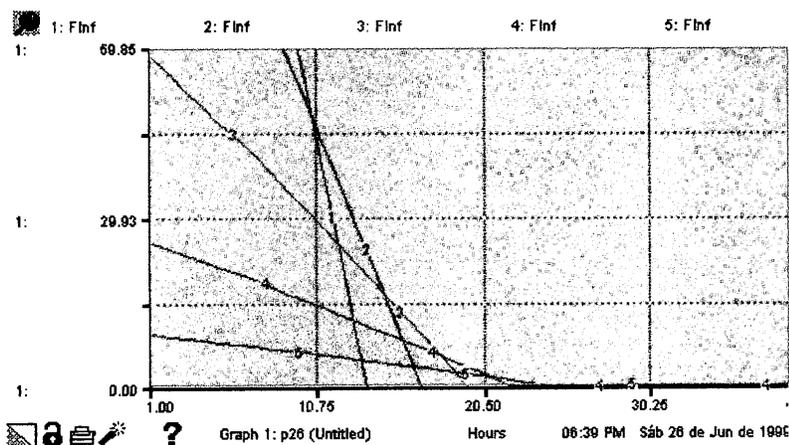
Según estos resultados, mayores espesores para la lámina de agua superficial, durante el tiempo cero de la simulación, determinan un aumento más pronunciado de la velocidad del flujo hacia el suelo y una disminución del intervalo de tiempo necesario para alcanzar la saturación. Como se presenta en la Gráfica VIII.3, la conductividad hidráulica efectiva del compartimiento es moderadamente sensible, al principio de la simulación, a las condiciones iniciales de la columna de agua superficial y puede ser a través de esta variable que se explique el comportamiento observado del flujo "Infiltración".



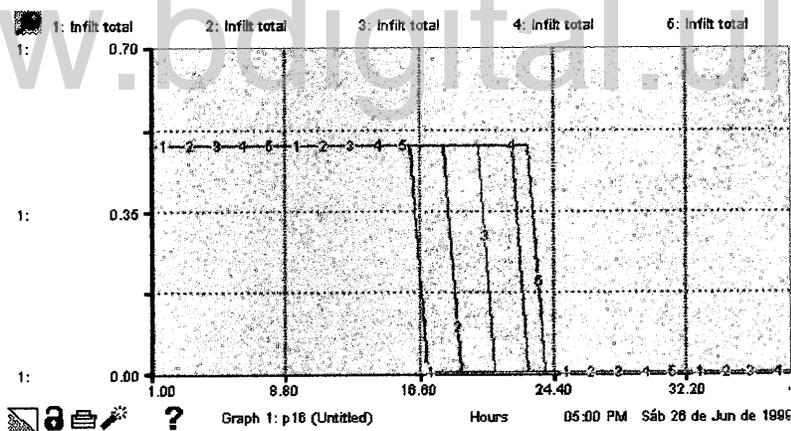
Gráfica VIII.12. Comportamiento de la variable "Conductividad Hidráulica Efectiva" (cm/hr) frente a valores diferentes de profundidad de la columna de agua superficial.

De manera muy similar sucede cuando se varía el contenido inicial de agua en los reservorios saturado y no saturado del compartimiento 1 (0 - 20 cm de profundidad). Al aumentar tal contenido, aumenta también la conductividad hidráulica inicial, disminuye la capacidad del medio poroso para recibir líquido desde la superficie y disminuye el intervalo de tiempo necesario para alcanzar la saturación.

La variación textural del material que constituye el primer compartimiento del suelo también ejerce un influjo evidente sobre la infiltración. A mayor contenido de arcilla, como se observa en las gráficas VIII.4 y VIII.5, la velocidad de infiltración disminuye y aumenta la capacidad de almacenamiento de agua del medio, lo que retarda visiblemente la saturación del mismo.

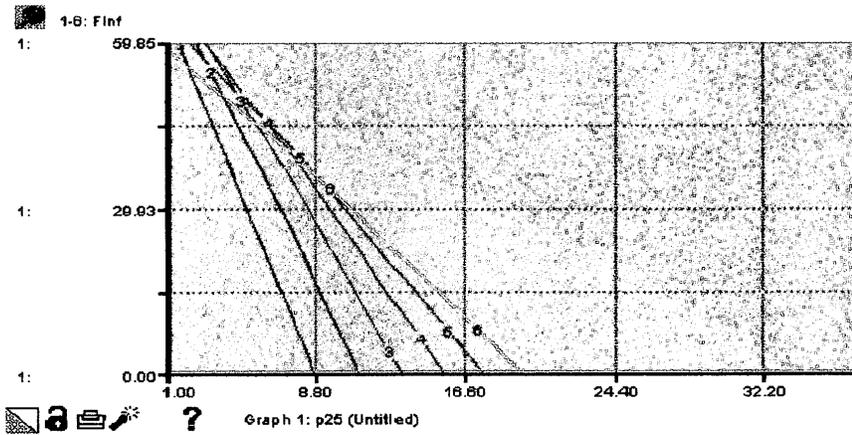


Gráfica VIII.13. Variación de la velocidad de infiltración (cm/hr), a lo largo de la simulación, frente a contenidos de arcilla diferentes. Las curvas 1, 2, 3, 4 y 5 corresponden a valores de 30, 37.5, 45, 52.5 y 60 % de arcillas respectivamente.

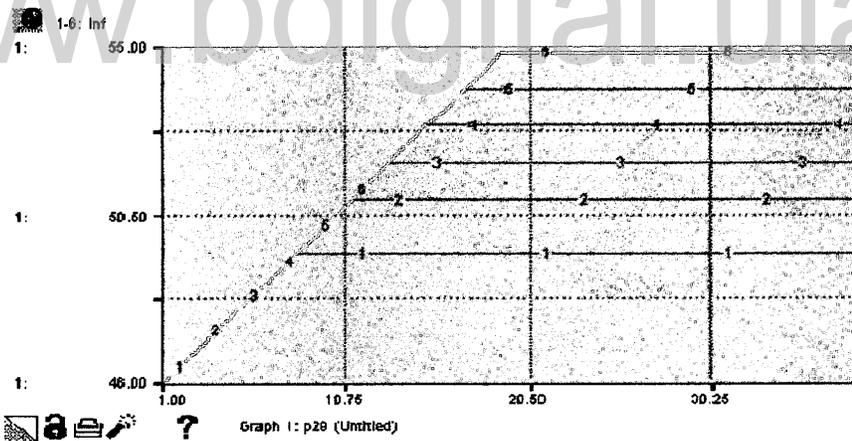


Gráfica VIII.14. Variación del volumen de agua infiltrada en el suelo (cm^3), hasta alcanzar la completa saturación, frente a la variación del contenido de arcilla. Curvas y valores porcentuales de arcilla igual que en la gráfica anterior.

Un efecto similar, aún cuando más marcado sobre el volumen de agua infiltrada y menos drástico sobre la velocidad del flujo, se observa frente a la variación del contenido de materia orgánica del suelo. Los resultados aparecen en las gráficas VIII.15 y VIII.16.



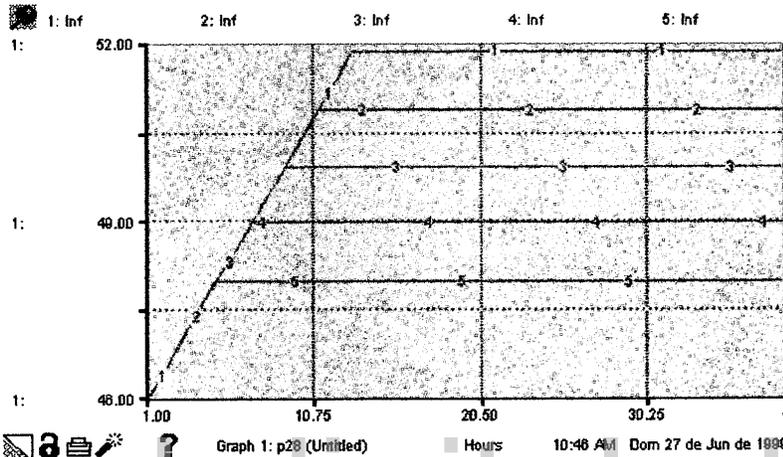
Gráfica VIII.15. Variación de la velocidad de infiltración (cm/hr) frente a la variación en el contenido de Materia Orgánica en el primer compartimento del sub-sistema SUELO. Las curvas 1 A 6 corresponden a 0.5, 1, 1.5, 2, 2.5 y 3 % M.Org., respectivamente.



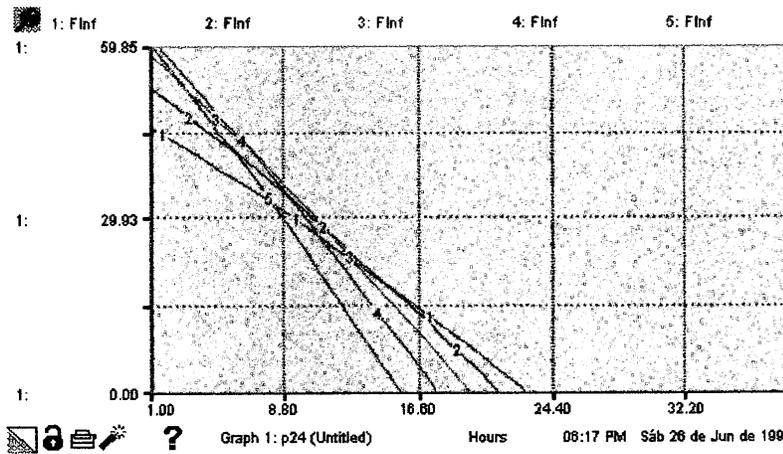
Gráfica VIII.16. Comportamiento del volumen de agua infiltrado (cm³) en un suelo, hasta saturación absoluta, frente a diferentes valores porcentuales de Materia Orgánica. Los colores de las líneas corresponden a los valores de Materia Orgánica de la gráfica anterior.

Como cabe suponer, el aumento del contenido de arena en el suelo tiene un efecto contrario al de las arcillas y la materia orgánica, tanto sobre la velocidad de la infiltración,

como sobre la cantidad de agua que puede infiltrar antes de alcanzar la saturación. Los resultados se presentan en las gráficas VIII.17 y VIII.18.



Gráfica VIII.17. Volumen total de infiltración (cm³) hasta completa saturación, frente a la variación del contenido de arena. Las curvas 1 a 5 corresponden, respectivamente, a 20, 30, 40, 50 y 60 % de arena.

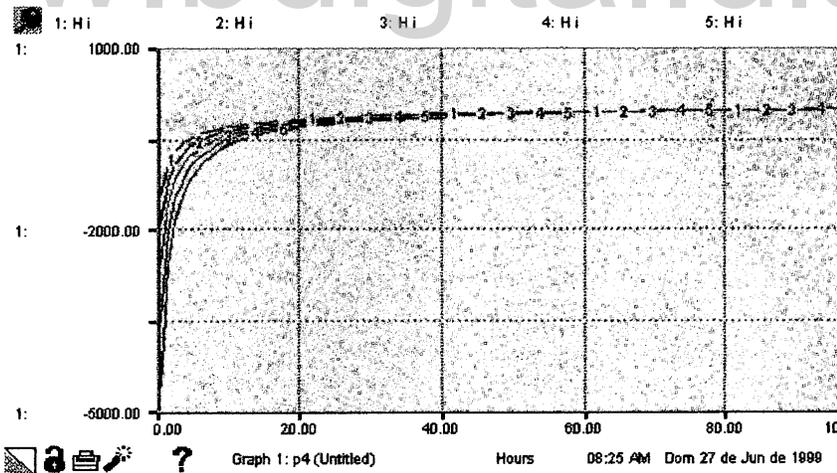


Gráfica VIII.18. Comportamiento de la velocidad del flujo de infiltración (cm/hr), a lo largo del tiempo de simulación, frente a diferentes valores de contenido de arena en el suelo.

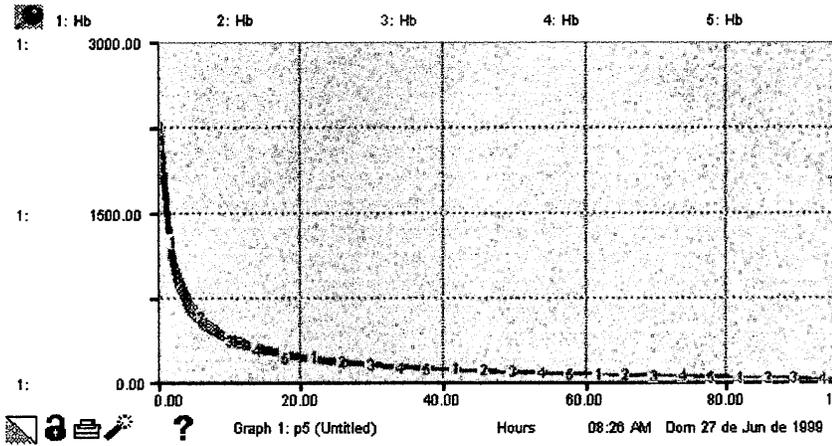
Nótese que, si bien la infiltración es más lenta en los suelos arenosos, cuando éstos están cerca de la sequía fisiológica, rápidamente superan las velocidades de infiltración de los suelos de otras texturas al acercarse a la saturación. Esta característica del modelo refleja bien una de las premisas conceptuales, sobre la influencia de la textura sobre las velocidades del flujo del agua, ampliamente aceptadas en la bibliografía (Hillel, 1971)

.1.1.2 Drenaje vertical interno y percolación.

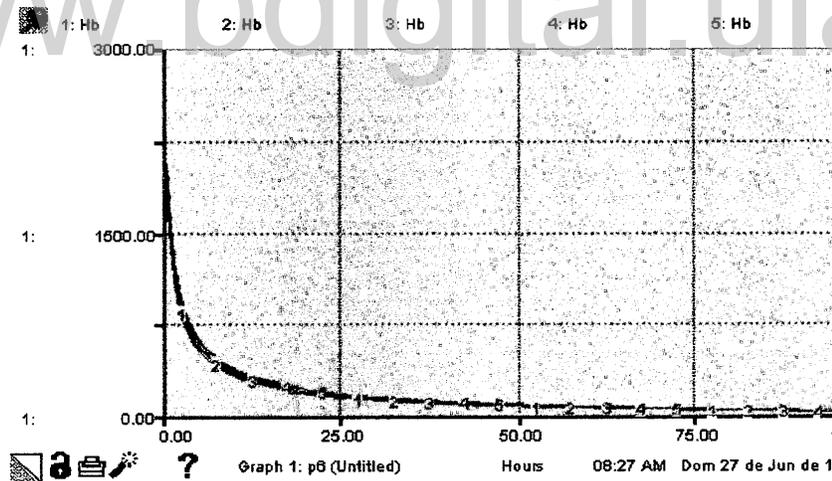
La dinámica vertical del agua dentro del suelo, de manera similar a como ocurre con la infiltración, está marcada por las propiedades físicas del medio poroso, determinadas a su vez por la mayor o menor cantidad de arena, arcilla y materia orgánica. Hemos observado, con anterioridad, el efecto de diferentes granulometrías del suelo y de la materia orgánica sobre parámetros como K_s , λ , n , m , h_b y S_r . A continuación, observaremos el efecto de estos mismos parámetros externos sobre los dos componentes de las ecuaciones de drenaje interno y percolación, la conductividad hidráulica efectiva y el potencial hídrico.



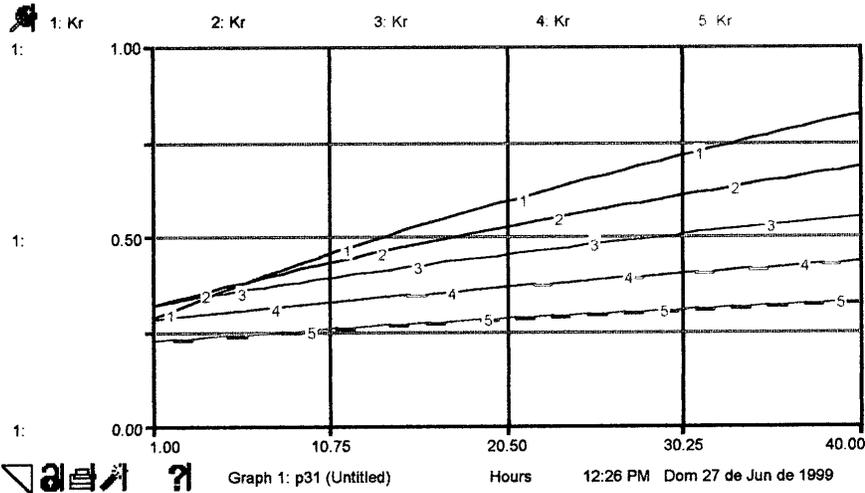
Gráfica VIII.19. Comportamiento de la variable "Potencial hídrico del suelo" en KPa (H_i), a lo largo del tiempo de la simulación, frente a valores variables de arcillas. Curva 1: 30% de arcilla; Curva 2: 37.5% de arcilla; Curva 3: 45% de arcilla; Curva 4: 52.5% de arcilla; Curva 5: 60% de arcilla.



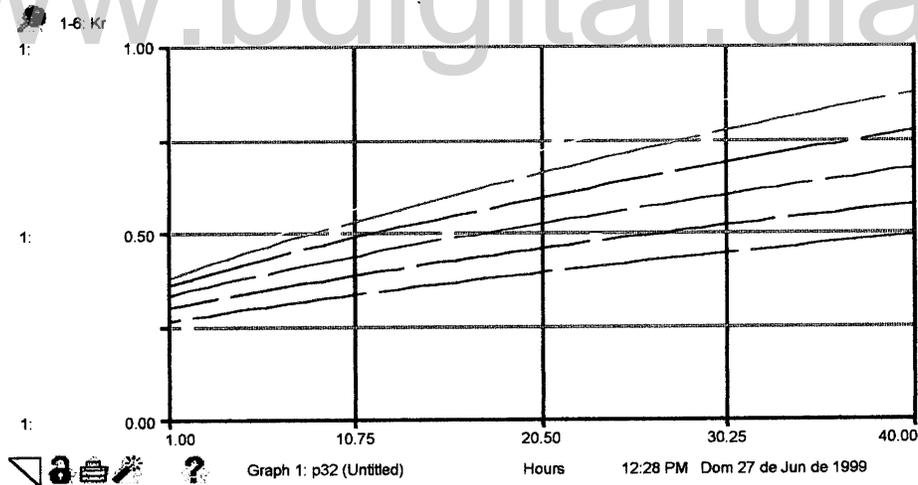
Gráfica VIII.20. Comportamiento de la variable "Potencial Hídrico del Suelo" en KPa (H_i), a lo largo de la simulación, frente a valores variables de arenas. Curva 1: 30% de arena; Curva 2: 37.5% de arena; Curva 3: 45% de arena; Curva 4: 52.5% de arena; Curva 5 : 60% de arena.



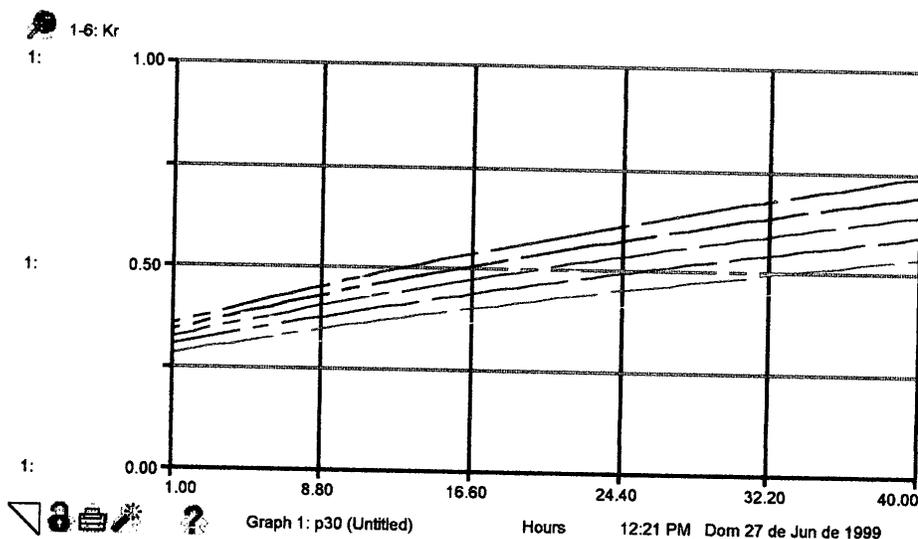
Gráfica VIII.21. Comportamiento de la variable "Potencial Hídrico del Suelo" en KPa (H_i), a lo largo de la simulación, frente a valores variables de contenido de materia orgánica. La curva una corresponde a un escenario con 0.5% de MO; la curva 2 a 1% de MO; la curva 3 a 1.5% MO; la curva 4 a 2% de MO y la curva 5 a un escenario con 2.5% de MO.



Gráfica VIII.22. Variación de la conductividad hidráulica efectiva (K_r en cm/hr), a lo largo del tiempo de simulación, en medios con diferente contenido de arcilla. Curva 1. %Arcilla = 30; Curva 2. %Arcilla = 37.5; Curva 3. %Arcilla = 45; Curva 4. %Arcilla = 52.7; Curva 5. %Arcilla = 60.



Gráfica VIII.23. Variación de la conductividad hidráulica efectiva (K_r en cm/hr), a lo largo del tiempo de simulación, en medios con diferente contenido de arena. Línea 1. %arena = 30; Línea 2. %arena = 36; Línea 3. %arena = 42; Línea 4. %arena = 48; Línea 5. %arena = 54; Línea 6. %arena = 60.



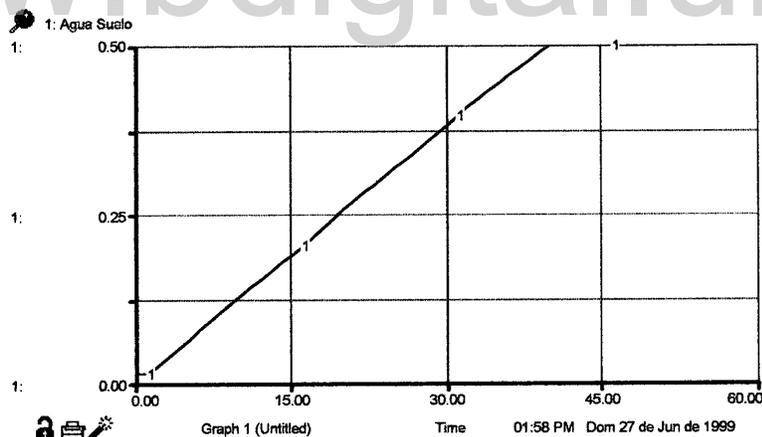
Gráfica VIII.24. Variación de la conductividad hidráulica efectiva (K_r en cm/hr), a lo largo de la simulación, en medios con diferente contenido de Materia Orgánica. Línea 1 %MO = 0.5; Línea 2. %MO = 1.0; Línea 3. %MO = 1.5; Línea 4 %MO = 2.0; Línea 5 %MO = 2.5; Línea 6 %MO = 3.0.

Se desprende de las anteriores observaciones que, cuánto más fino sea el tamaño de partícula dominante en el medio poroso, más bajos son los valores de la conductividad hidráulica efectiva. Esta variable interna es bastante sensible a los contenidos porcentuales de arena (positivamente sensible) y arcilla (negativamente sensible), en tanto que moderadamente y negativamente sensible frente al contenido porcentual de materia orgánica. Además, tal sensibilidad se incrementa en la medida en que el suelo avanza hacia la saturación y K_r hacia K_s . En este sentido, el modelo responde bien a premisas generalmente aceptadas sobre la influencia de la textura sobre la velocidad del flujo del agua en el medio poroso.

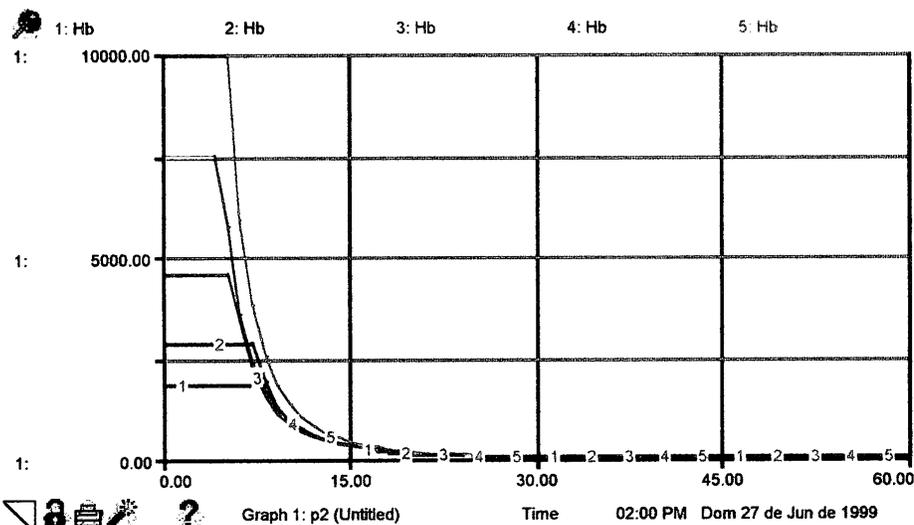
En cuanto a la influencia de los tres parámetros externos sobre el potencial hídrico (H), se observa que esta variable, según el modelo matemático adoptado en este trabajo, es en general poco (arena y Materia Orgánica) a moderadamente sensible (arcilla), en tanto que su mayor dependencia recae sobre la variación del contenido relativo de humedad del suelo (variable θ), que se mueve de 0.01 a 1 a lo largo del tiempo de la simulación, como se mostró en la gráfica VIII.9.

Esto parece un resultado lógico de la escasa sensibilidad del parámetro n de Van Genuchten frente a los parámetros externos del suelo, tal como se observó en las gráficas VIII.1, VIII.2 y VIII.3 al comienzo de este capítulo. Ahora bien, si se compara la variación de H , en escenarios con diferentes contenidos de arena, arcilla y materia orgánica, en donde la variación estándar, a lo largo del tiempo, recae sobre el contenido absoluto de humedad del suelo y no sobre su contenido relativo de humedad (Θ), el potencial hídrico resulta mucho más sensible a las propiedades físicas del suelo.

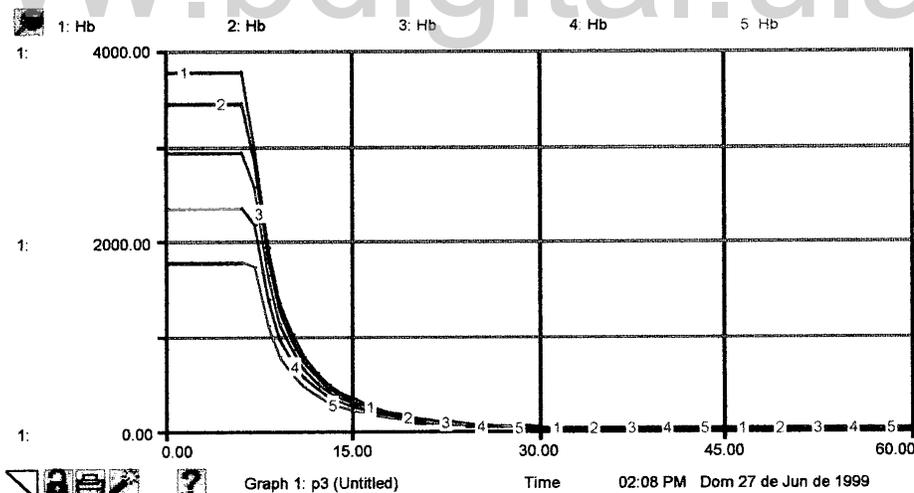
En general, tal sensibilidad, como se desprende de las siguientes gráficas, es bastante notoria cuando el suelo está cerca de la sequía fisiológica y tiende a desaparecer en la medida en que el suelo avanza hacia la saturación, momentos en el cual H depende más de su componente gravitacional que de su componente mátrico. El componente mátrico del potencial hídrico tiene una notable dependencia del tamaño medio de las partículas del suelo (Hille 1971; Van Genuchten & Leji 1992).



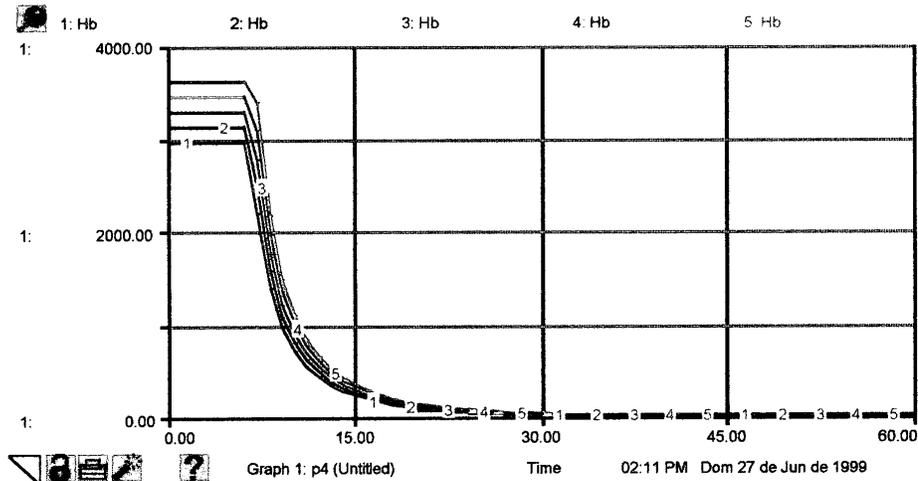
Gráfica VIII.25. Variación del contenido absoluto de humedad (cm^3) a lo largo del tiempo de la simulación.



Gráfica VIII.26. Sensibilidad de la variable "Potencial mátrico del Suelo" en KPa (Hb), a lo largo de la simulación, frente a diferentes valores de contenido porcentual de arcilla en el suelo. Curva 1. %Arcilla = 30; Curva 2. %Arcilla = 37.5; Curva 3. %Arcilla = 45; Curva 4. %Arcilla = 52; Curva 5. %Arcilla = 60.



Gráfica VIII.27. Sensibilidad de la variable "Potencial mátrico del Suelo" (Hb), a lo largo de la simulación, frente a diferentes valores de contenido porcentual de arena en el suelo. Curva 1. %arena = 30; Curva 2. %arena = 37.5; Curva 3. %arena = 45; Curva 4. %arena = 52; Curva 5. %arena = 60.



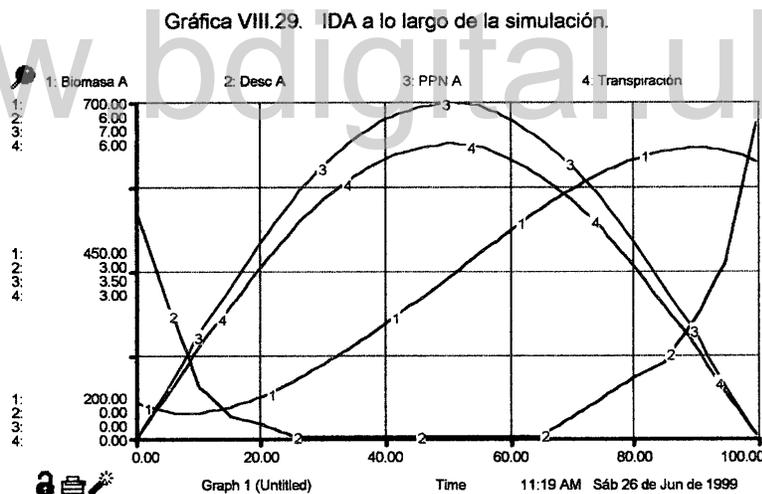
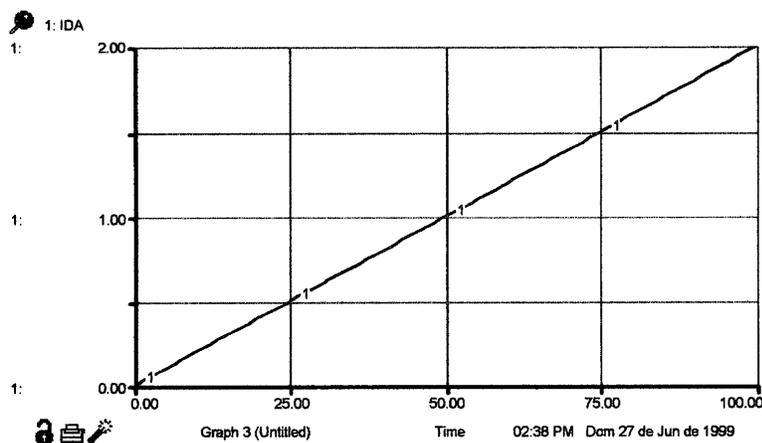
Gráfica VIII.28. Sensibilidad de la variable "Potencial mátrico del Suelo" (H_b), a lo largo de la simulación, frente a diferentes valores de contenido porcentual de Mat. Orgánica en el suelo. Curva 1. %MO = 0.5; Curva 2. %MO = 1.0; Curva 3. %MO = 1.5; Curva 4. %MO = 2.0; Curva 5. %MO = 2.5.

Se observa en las gráficas anteriores que existe una sensibilidad notable de la variable "Potencial mátrico", principal componente del potencial hídrico en suelos no saturados, frente a la textura del suelo; frente al contenido de materia orgánica, por otra parte, la sensibilidad de H_b es moderada. En general y de acuerdo con lo enunciado en la bibliografía, los suelos arcillosos tienden a expresar mayores tensiones mátricas a bajos contenidos absolutos de humedad, que los suelos arenosos, como efectivamente se observa en las gráficas.

1.2 Procesos del sub – sistema VEGETACION.

Dentro del sub – sistema VEGETACION aparecen, solamente, cuatro parámetros frente a los cuales contrastar el comportamiento de todos los demás componentes que lo integran: Eficiencia del Uso del Agua ($g \text{ agua} / g \text{ PPN-A}$), Biomasa aérea máxima (g/m^2), PPN aérea máxima ($g/m^2 \text{ d}$) y Descomposición aérea máxima ($g/m^2 \text{ d}$). Con el fin de simplificar el análisis, se evaluó la sensibilidad de las transferencias y los niveles más importantes del sub - sistema, desde el punto de vista hídrico, frente a estos tres parámetros de la vegetación. Los resultados más notables se resumen en las siguientes

gráficas. En todos los casos, el índice de disponibilidad de agua (IDA) varió de la manera como se muestra en la gráfica VIII.29

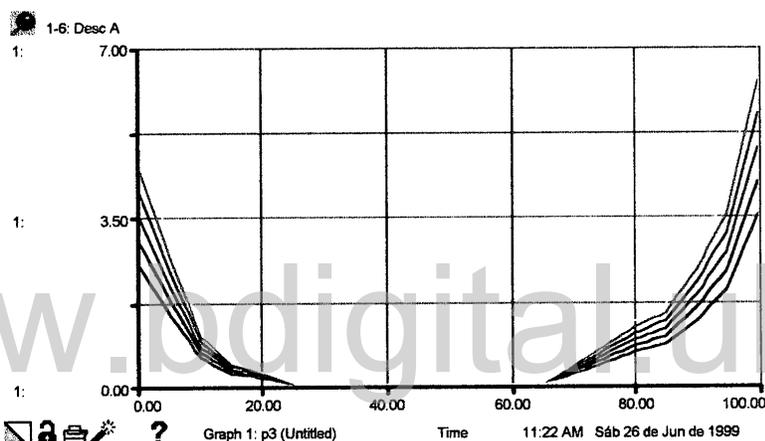


Gráfica VIII.30. Comportamiento de cuatro de los componentes a evaluar: nivel "Biomasa Aérea", flujo "Descomposición Aérea", flujo "Productividad Primaria Neta Aérea" y flujo "Transpiración", a lo largo del tiempo de la simulación, en tanto IDA varía como en la gráfica anterior.

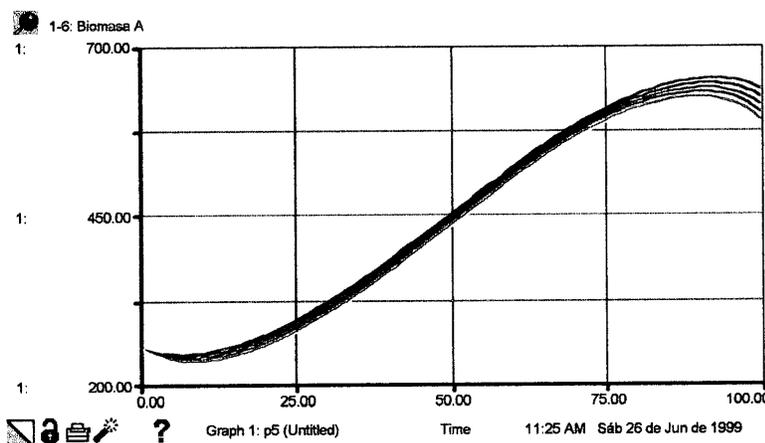
Vale la pena resaltar que, según lo enunciado en el capítulo correspondiente al sub – modelo VEGETACION, las sabanas estacional, hiperestacional y semiestacional presentan diferentes tasas de descomposición aérea frente al índice de disponibilidad de

agua. Sin embargo, aquí se asume que este comportamiento es homogéneo con el fin de simplificar el análisis de sensibilidad.

En general y para efectos de este análisis, el rango de variación del parámetro “Desc-A max” osciló entre 7.0 y 10.0 g/m²/d, en seis intervalos regulares; el parámetro “PPN-A max” varió de manera similar al anterior; el rango de variación del parámetro “BiomA max” osciló entre 600 y 1.000 g/m², en cinco intervalos regulares y, finalmente, el parámetro “EUAg” varió de 0.4 a 0.9 (mg agua / gPPN-A) en seis intervalos regulares.

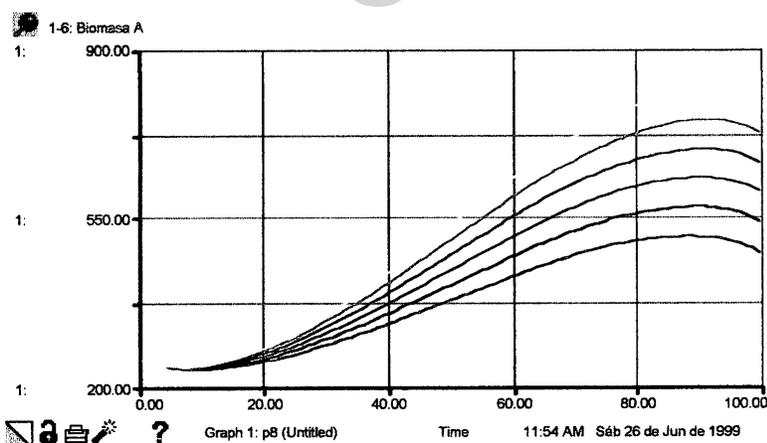


Gráfica VIII.31. Sensibilidad del flujo "Descomposición aérea" frente al parámetro Desc-A max. La línea roja corresponde al valor más bajo del parámetro, en tanto que la amarilla al valor más alto.

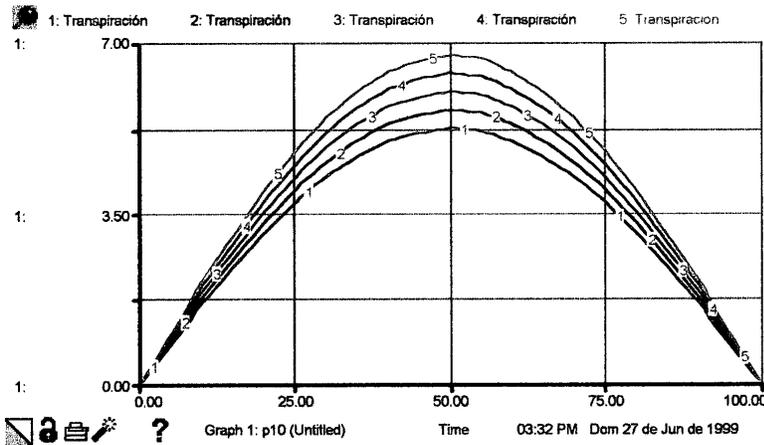


Gráfica VIII.32. Sensibilidad del nivel "Biomasa Aérea" frente al parámetro *Desc-A max*. La línea roja corresponde al valor más bajo del parámetro, la línea a marilla al más alto.

Las demás variables de flujo (productividad primaria aérea neta y transpiración) no mostraron ninguna sensibilidad frente a este parámetro. En cualquier caso, cabe esperar que sí exista una relación indirecta entre la tasa de descomposición, mediada por la descomposición aérea máxima, y las dos variables de flujo arriba mencionadas; esto por que, como se desprende de la gráfica anterior, la biomasa aérea es poco a moderadamente sensible al parámetro y, dado que es la biomasa aérea la que determina, en conjunto con la precipitación diaria, la cantidad de agua que llega al suelo, en consecuencia la tasa de descomposición ejerce una influencia indirecta sobre la disponibilidad de agua de la que dependen la transpiración y la productividad primaria aérea. Sin embargo, este tipo de efectos de un parámetro sobre variables de flujo que no le están directamente ligadas, por lo general se hacen evidentes en tiempos de simulación mucho mayores al que es cubierto por este análisis de sensibilidad; por otra parte es necesario que IDA, en cada tiempo t , no sea un valor predeterminado sino el producto de las entradas y salidas del sub – sistema suelo.

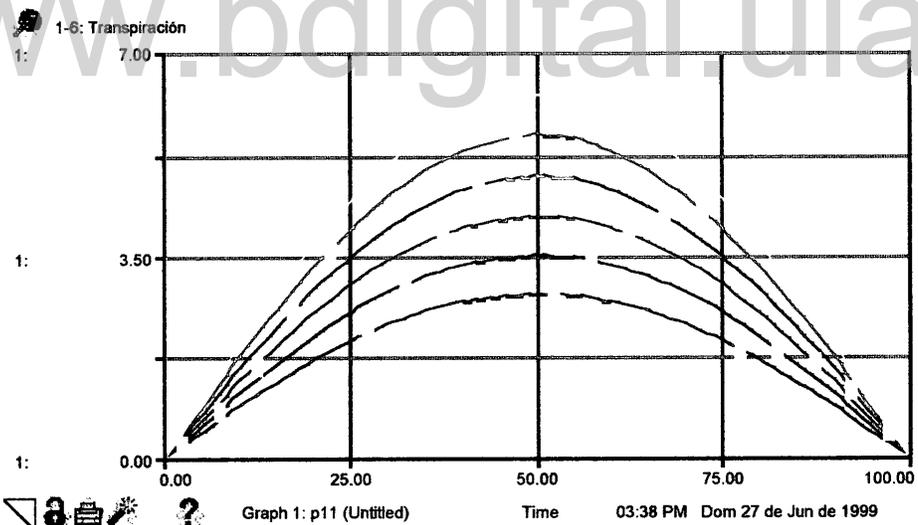


Gráfica VIII.33. Sensibilidad de la Biomasa Aérea, frente al parámetro "*PPN-A max*". El valor más alto del parámetro corresponde a la línea amarilla y el más bajo a la línea roja.

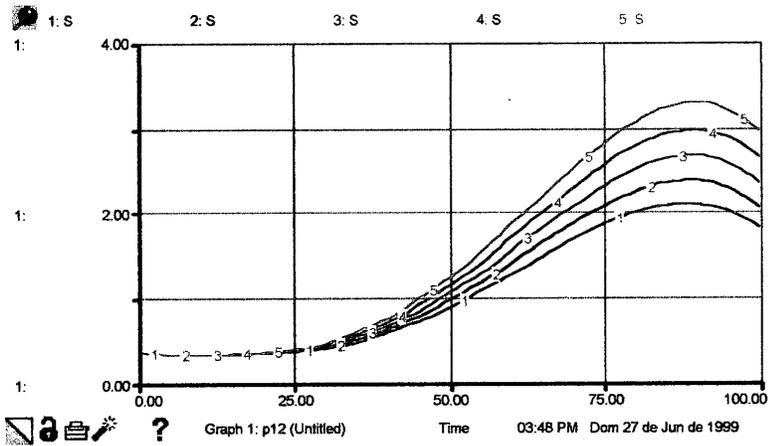


Gráfica VIII.34. Sensibilidad de la transpiración frente al parámetro *PPN-A max*. La curva 1 corresponde al valor más bajo del parámetro, en tanto que la curva 5 al valor más alto.

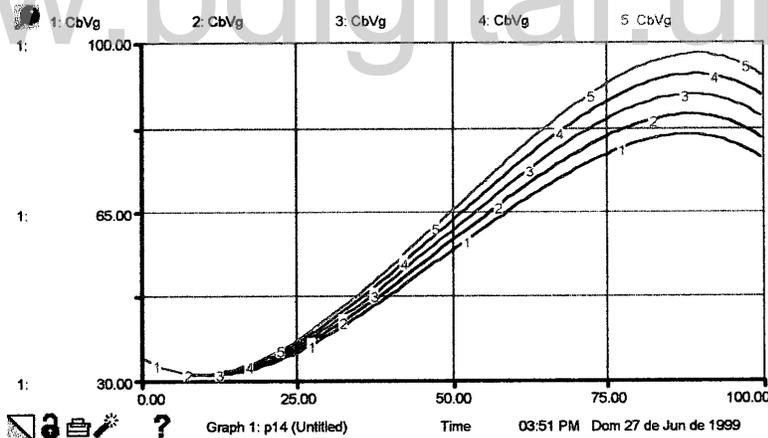
www.bdigital.ula.ve



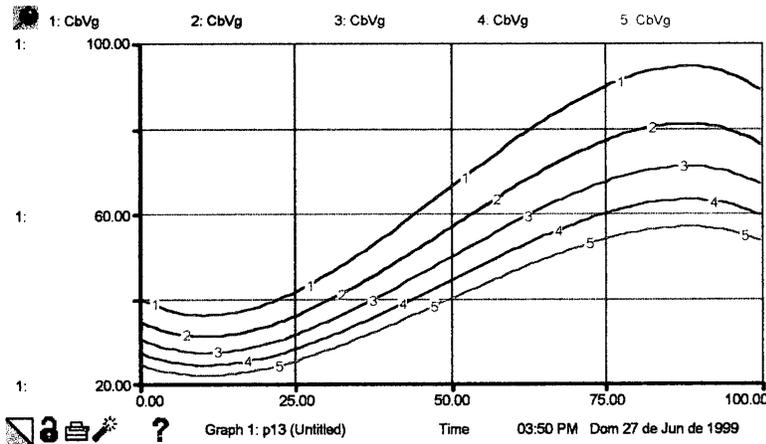
Gráfica VIII.35. Sensibilidad de la transpiración frente al parámetro *EUA g*. La curva 1 corresponde al valor más bajo del parámetro, en tanto que la curva 6 al valor más alto.



Gráfica VIII.36. Sensibilidad de S frente al parámetro $PPN-A_{max}$. La curva 1 corresponde al valor más bajo del parámetro, en tanto que la curva 5 corresponde al valor más elevado del mismo.



Gráfica VIII.37. Sensibilidad de la cobertura vegetal frente al parámetro $PPN-A_{max}$. La curva 1 corresponde al valor más bajo del parámetro, en tanto que la curva 5 corresponde al valor más elevado del mismo.



Gráfica VIII.38. Sensibilidad de la Cobertura vegetal frente al parámetro "*BiomA max*". La curva 5 corresponde al valor más bajo en tanto que la curva 1 al valor más alto.

De las variables del modelo, la única que demostró ser sensible frente al parámetro "Biomasa Aérea Máxima" fue la cobertura vegetal, en tanto que el parámetro "Productividad Primaria Aérea Neta máxima" resultó, en definitiva, el más influyente de todos los que se evaluaron. Esto significa que este último es el que con mayor cuidado debe calibrarse con el propósito de lograr que los resultados del modelo se aproximen al comportamiento observado del sub - sistema.

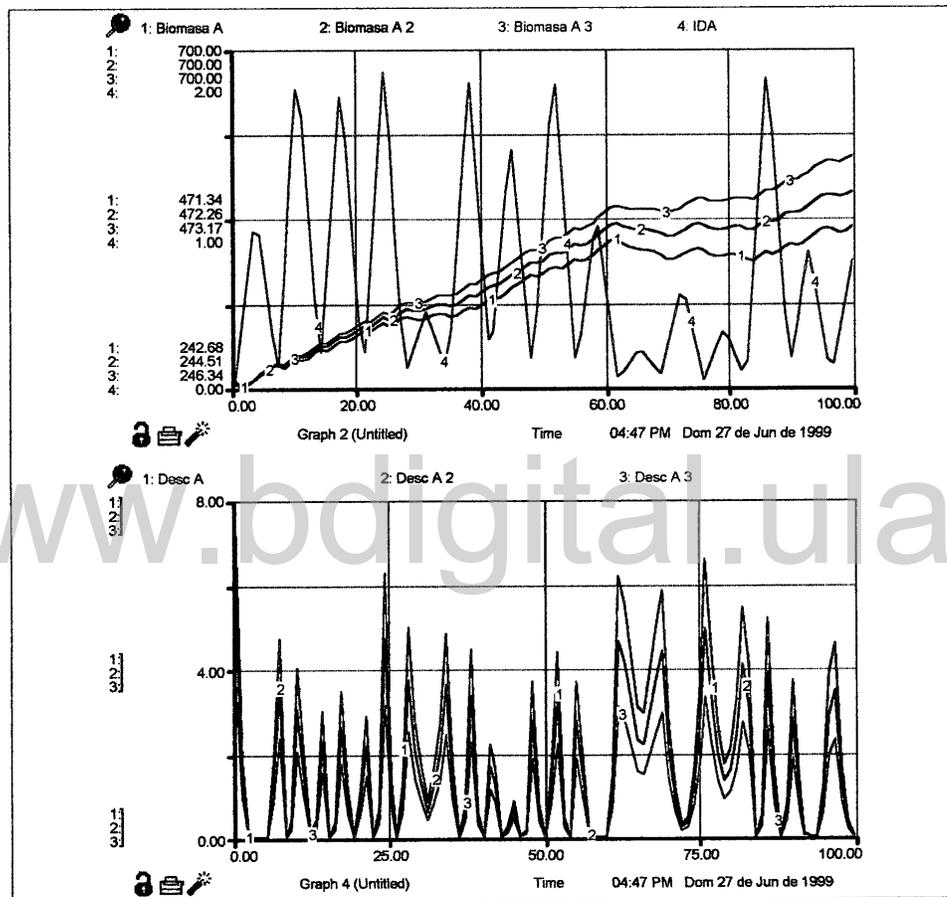
No obstante la moderada a baja sensibilidad que demostró la variable de estado "Biomasa Aérea" frente a la tasa máxima de descomposición diaria, es de observar que, cuanto mayor es esa tasa, mayor es la sensibilidad del flujo "Descomposición Aérea" frente a pequeñas variaciones en el índice de disponibilidad de agua en el suelo (IDA). Así, en un escenario de fuertes fluctuaciones de IDA, como efectivamente puede resultar de la simulación de suelos con las características de los del área de estudio, es probable que una tasa sobre - estimada de descomposición diaria inhiba la acumulación de biomasa aérea en el nivel correspondiente del modelo, por encima de lo conveniente para su adecuado funcionamiento.

Es de anotar también que, si bien en nuestro planteamiento conceptual la descomposición de la biomasa aérea es función dependiente, exclusivamente, de la disponibilidad de agua en el suelo, en el ecosistema tal relación está mediada por la

acumulación de necromasa sobre la superficie, lo que debe determinar un retardo entre la disminución del agua en el sistema y su efecto sobre la descomposición, retardo que la estructura del modelo no contempla. La gráfica siguiente ejemplifica bien este caso.

Una limitación similar del modelo surge del desconocimiento de la influencia que tiene la acumulación de biomasa fotosintéticamente activa sobre la actividad productiva de la vegetación. En ese sentido, sería necesario discriminar el nivel "Biomasa Aérea" en biomasa verde y necromasa, estableciendo un bucle de retroalimentación positiva entre el nuevo nivel "Biomasa Verde" y el flujo "PPN-A" del modelo. Sin embargo, la carencia de información al respecto y el énfasis del modelo en aspectos hidrológicos, limita por lo pronto esta posibilidad. Queda pues, la implementación de esta observación sujeta a futuras optimizaciones del modelo.

En las gráficas siguientes se observa el comportamiento de algunas variables de sub-sistema vegetación: la variable de estado "Biomasa aérea" y la variable de flujo "Descomposición aérea", con IDA variando a lo largo del tiempo de la simulación de la manera como se muestra en la gráfica VIII.39 (arriba), frente a tres valores diferentes del parámetro "Descomposición aérea máxima". En general, se nota como la variable de estado se hace más sensible al parámetro en la medida en que transcurre el tiempo de la simulación y el nivel "Biomasa Aérea" aumenta de tamaño; por otra parte, la variable de flujo es remarcablemente más sensible al parámetro a valores bajos del índice IDA, es decir, cuando IDA se acerca al óptimo que determina el modelo para la descomposición.



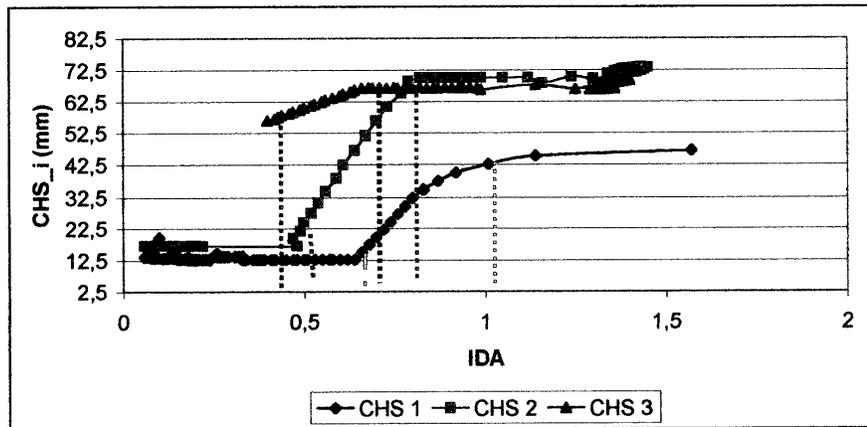
Gráfica VIII.39. Arriba- Comportamiento de la variable IDA (Línea verde) a lo largo de la simulación. Las curvas de Biomasa Aérea 1, 2 y 3, corresponden, respectivamente, a valores de "Desc-A max" de 12, 9 y 6 g/m²/d. Abajo- Comportamiento de la descomposición aérea a lo largo del tiempo de simulación. La línea roja corresponde al valor más alto del parámetro "Desc-A max" y la línea violeta al valor más bajo.

.1.3 Análisis de sensibilidad a nivel del meta – modelo de dinámica vertical.

Dada la gran cantidad de componentes que, en diferentes niveles jerárquicos, integran el meta – modelo de dinámica vertical del agua en el sistema, son muchas las posibilidades de análisis que se presentan. Sin embargo, nos restringiremos a evaluar sólo algunas de las preguntas más interesantes desde el punto de vista de la relación entre sub – modelos. Existen, de la manera como está planteada la estructura cuantitativa de la dinámica vertical del agua en las celdas, flujos de información recíprocos entre la vegetación y el suelo. El contenido de agua del suelo, por ejemplo, determina el valor del índice de disponibilidad de agua (IDA) y, por esta vía, los flujos transpiratorios desde la biomasa vegetal.

De manera similar, la evolución temporal de la cobertura vegetal y de la biomasa aérea influye sobre la precipitación efectiva y sobre las pérdidas evaporativas desde la superficie del suelo; de tal manera, la vegetación incide sobre la cantidad de agua disponible para circular en el medio poroso.

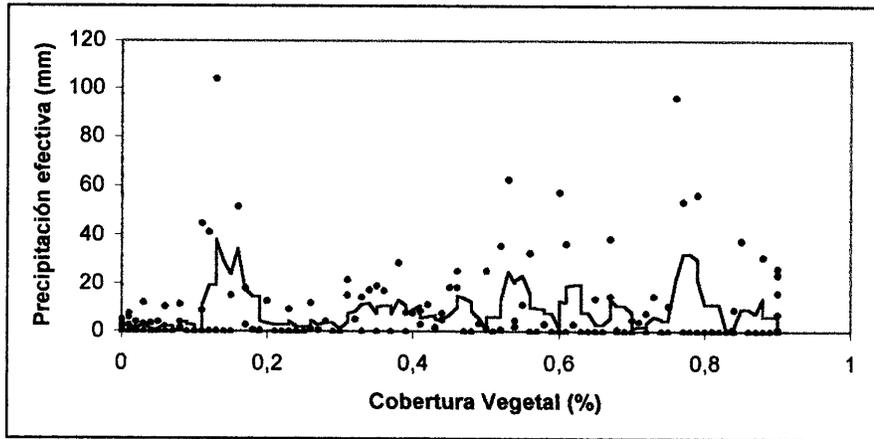
Ahora bien, el suelo está dividido en tres compartimientos distintos (de 0 – 20 cm; de 30 – 40 cm y de 40 – 60 cm, ó 40 – 150 cm, en el caso de la vegetación de bosque). Una pregunta interesante, relativa a la relación entre el comportamiento de la vegetación en contraste con el del suelo, a lo largo del tiempo de simulación, concierne a cuál de los contenidos de humedad de los tres compartimientos edáficos incide en mayor medida sobre el flujo transpiratorio. Los resultados se resumen en la Gráfica VIII.40 y VIII.41. Un análisis similar se hizo con respecto a la incidencia de la cobertura vegetal y del índice S sobre la principal entrada de agua al compartimiento suelo: la precipitación efectiva. Los resultados se presentan en las gráficas VIII.42 y VIII.43.



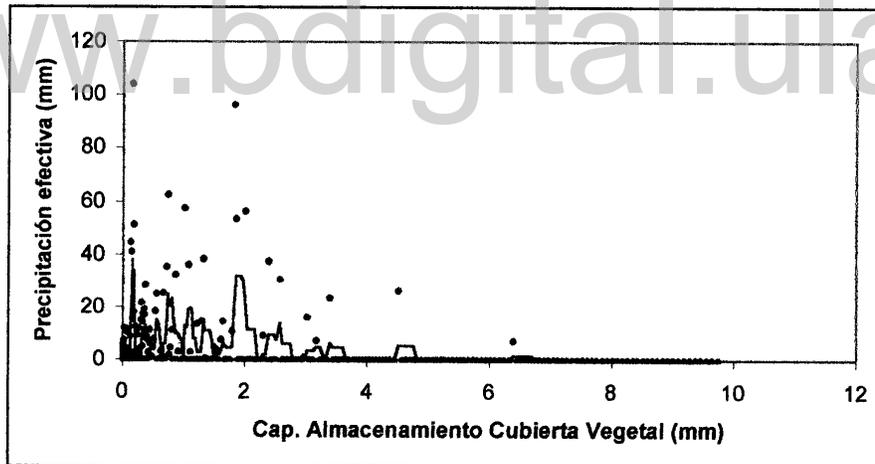
Gráfica VIII.41. Relación entre las variables de estado "Contenido de Humedad" en los tres reservorios del suelo y la variable interna IDA.

Nótese en la gráfica VIII.40. como la variable de flujo "Transpiración" es, en general, positivamente sensible al contenido de humedad de los tres reservorios del suelo, pero esta sensibilidad se segrega en tres intervalos claramente diferenciables; es decir, la transpiración es sensible al volumen de agua de cada uno de los compartimientos edáficos dentro de un intervalo específico de valores, intervalo que difiere para cada compartimiento del suelo. Empero, por encima del valor máximo de contenido de humedad del rango de sensibilidad más amplio, la transpiración se hace negativamente sensible a la variable "Humedad del suelo"; suponemos que allí se marca el inicio del período per - húmedo del medio poroso, cuando la humedad excede la capacidad de campo de los tres compartimientos.

El comportamiento de la sensibilidad de la transpiración frente a la humedad del suelo se explica a través de la relación existente entre el contenido de humedad de los tres reservorios y el Índice de Disponibilidad de Agua, el cual modula de manera directa el comportamiento productivo y, por ende, transpiratorio de la vegetación en el modelo; en la gráfica VIII.41 se aprecia claramente como el índice responde a cada uno de los reservorios del suelo dentro de un rango específico, de manera similar a como ocurre entre la transpiración y el volumen de agua retenido en estos últimos.



Gráfica VIII.42. Relación entre la precipitación efectiva diaria y la variación temporal de la cobertura vegetal.



Gráfica VIII.43. Relación entre la precipitación efectiva diaria y la variación temporal de la capacidad de almacenamiento de la cubierta vegetal (S).

Por otra parte, al evaluar la sensibilidad de la variable de flujo "Precipitación efectiva" frente a dos variables internas del sub – sistema vegetación: Cobertura vegetal y Capacidad de retención de agua en la cubierta vegetal, se observa claramente que, según

modelo, la variable de flujo es notablemente más sensible a la capacidad de retención de agua de la cubierta vegetal (S), en tanto que frente al porcentaje de cobertura exhibe un comportamiento que puede calificarse de aleatorio; empero, el que no se observe una tendencia clara a la disminución de la precipitación efectiva al aumentar el valor de S obedece a que la precipitación efectiva es, también, una función dependiente del volumen de las precipitaciones diarias

El bucle de realimentación que resume las interacciones entre los sub – sistemas SUELO y VEGETACION es como sigue:

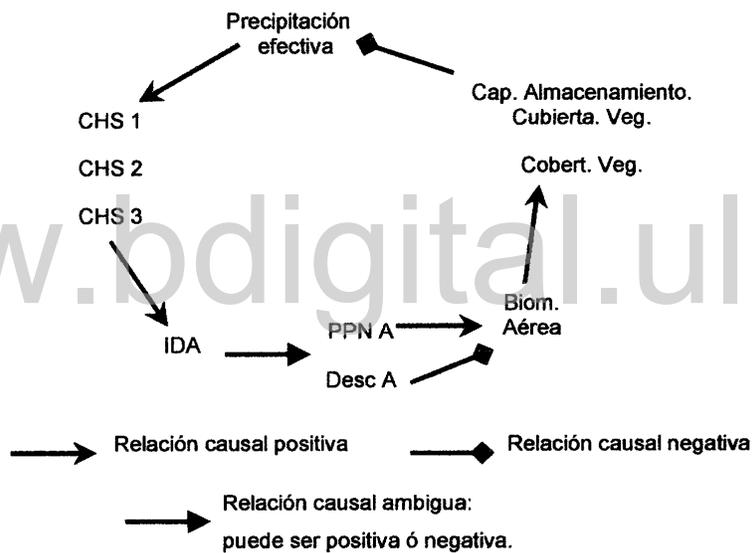


Figura VIII.1. Diagrama causal de interacción entre algunos componentes de los meta – modelos SUELO y VEGETACION, en el contexto del Modelo de Dinámica Vertical; el que la relación causal entre dos componentes sea positiva ó negativa, depende del rango de valores dentro del que se mueve la variable independiente; así IDA entre 0 y 1 exhibe un influjo positivo sobre PPN-A, en tanto que IDA entre 1 y 2 exhibe un influjo negativo sobre PPN-A. CHS_i = Contenido de Humedad del Suelo en el reservorio "i".

2. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL META – MODELO DE DINAMICA HORIZONTAL

En el meta – modelo de Dinámica Horizontal se identificaron dos procesos de intercambio de agua entre celdas contiguas: por escurrimiento superficial y por drenaje

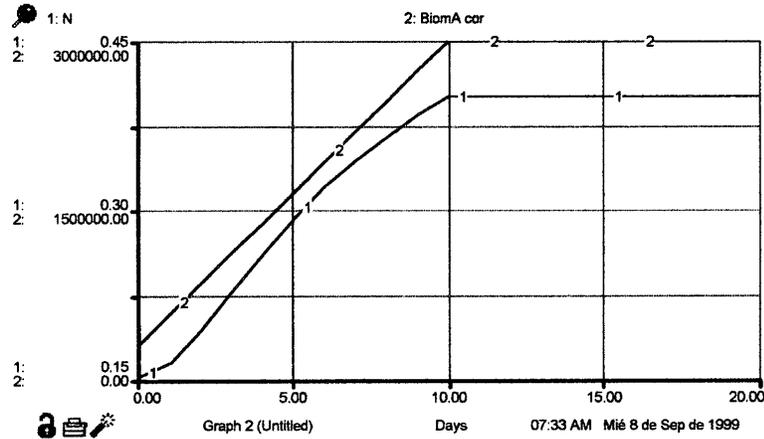
lateral interno. En la siguiente tabla se presentan los parámetros evaluados que intervienen en el meta – modelo y el proceso al que corresponden:

Parámetro	Símbolo	Proceso
Raíz cuadrada del área de celda	W	Escorrimento superficial
Biomasa Aérea Máxima	BAmáx	Escorrimento superficial
Valor máximo del coeficiente de Manning	Nmax	Escorrimento superficial
Valor mínimo del coeficiente de Manning	Nmin	Escorrimento superficial
Altura de la celda i, j	Alt 1	Escorrimento superficial
Altura de la celda i, j+1	Alt 2	Escorrimento superficial
Porcentaje de arcilla celda i, j	jArc 1	Drenaje lateral interno
Porcentaje de arcilla celda i, j+1	jArc 2	Drenaje lateral interno
Porcentaje de arena celda i, j	jare 1	Drenaje lateral interno
Porcentaje de arena celda i, j+1	jare 2	Drenaje lateral interno
Porcentaje de Mat. Orgánica celda i, j	jMO 1	Drenaje lateral interno
Porcentaje de Mat. Orgánica celda i, j+1	jMO 2	Drenaje lateral interno

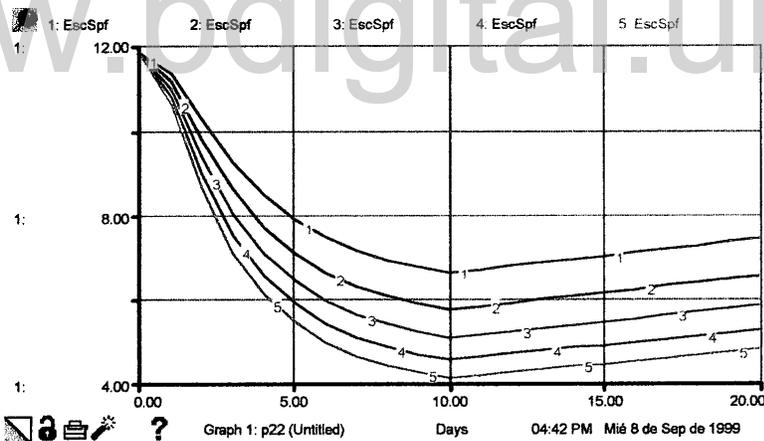
Tabla VIII.2. Parámetros del meta – modelo de Dinámica Horizontal cuya influencia sobre los procesos se evaluó en este análisis de sensibilidad.

.2.1 Escorrimento superficial.

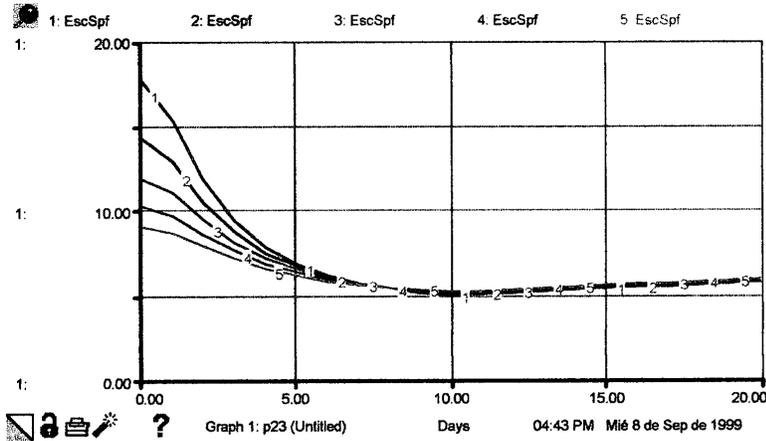
En un escenario en el que, a lo largo del tiempo de simulación (20 días), la biomasa aérea aumenta linealmente de la manera como se muestra en la Gráfica VIII.44. y existe una entrada constante de agua hacia la celda (i,j), el análisis de sensibilidad arroja los resultados que se resumen en los siguientes gráficos.



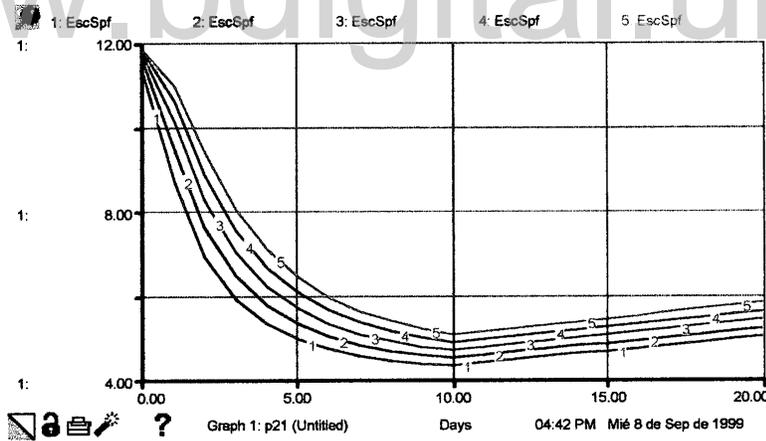
VIII.44. Variación, a lo largo de la simulación, de la Biomasa Aérea de las celdas ($\text{gr}/1000\text{m}^2$) y de N (bajo parámetros de $N_{\text{max}} = 0,4$ y $N_{\text{min}} = 0,15$)



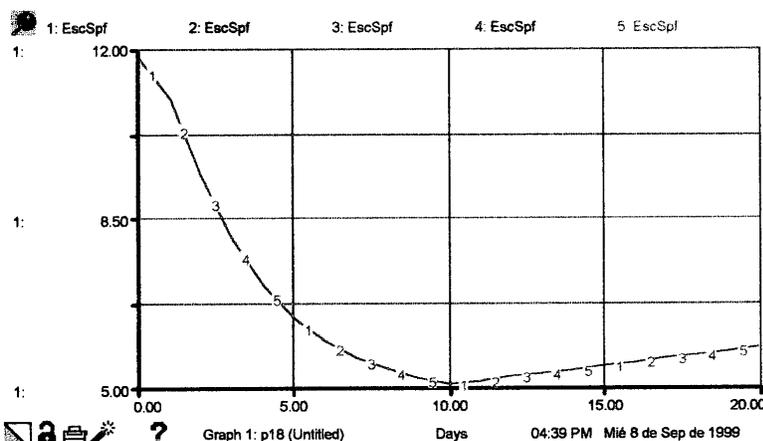
VIII.45. Sensibilidad de la variable de flujo "Escorrimento Superficial" (EscSpf) frente a la variación en los valores del parámetro "Nmax". Cada simulación (1 a 5) corresponde, respectivamente a valores del parámetro de: 0,3 – 0,35 – 0,4 – 0,45 y 0,5. Nótese como la variable de flujo se hace más sensible a la variación del parámetro a medida que avanza la simulación.



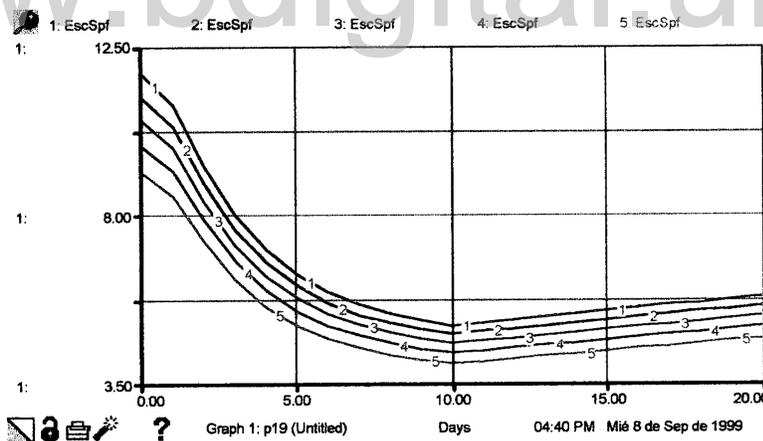
VIII.46. Sensibilidad de la variable de flujo "E scorrimiento Superficial " (EscSpf) frente a la variación de los valores del parámetro "Nmin". Cada simulación (1 a 5) corresponde, respectivamente a valores del parámetro de: 0,1 – 0,125 – 0,15 – 0,175 y 0,2. Nótese como la variable de flujo es mucho más sensible a la variación del parámetro durante el tiempo inicial de la simulación.



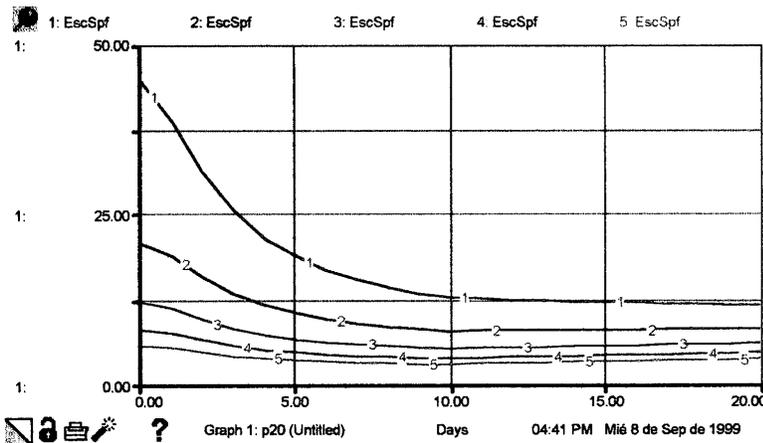
VIII.47. Sensibilidad de la variable de flujo "E scorrimiento Superficial " (EscSpf) frente a la variación de los valores del parámetro "BAmx". Cada simulación (1 a 5) corresponde, respectivamente a valores del parámetro de: 600 – 700 – 800 – 900 y 1000 (gr/m²). En general, la variable de flujo es moderadamente sensible a la variación del parámetro.



VIII.48. Sensibilidad de la variable de flujo "Escorrimento Superficial" (EscSpf) frente a la variación de los valores del parámetro "Alt 1". Cada simulación (1 a 5) corresponde, respectivamente a valores del parámetro de: 62 – 63 – 64 – 65 y 66 (msnm). Nótese como la variable de flujo es absolutamente insensible a la variación del parámetro; es decir, los resultados de cada simulación, bajo diferentes valores del parámetro, son exactamente iguales.



VIII.49. Sensibilidad de la variable de flujo "Escorrimento Superficial" (EscSpf) frente a la variación de los valores del parámetro "Alt 2". Cada simulación (1 a 5) corresponde, respectivamente a valores del parámetro de: 51 – 52 – 53 – 54 y 55 (msnm). Nótese como la variable de flujo es moderadamente sensible a la variación del parámetro.



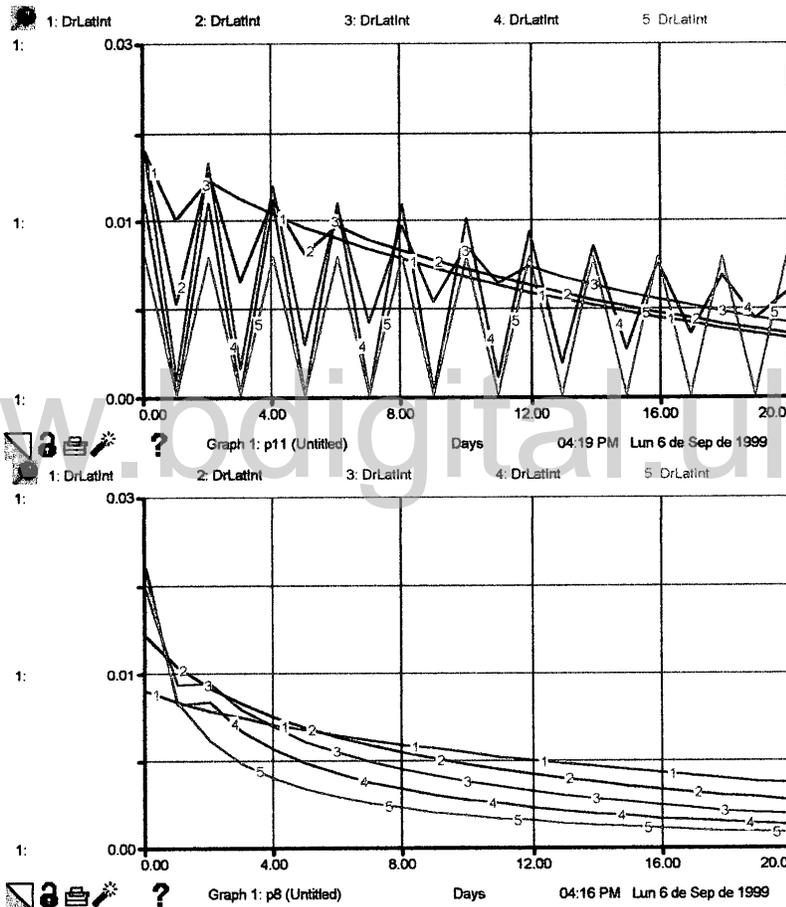
VIII.50. Sensibilidad de la variable de flujo "Escurrimiento Superficial" (EscSpf) frente a la variación de los valores del parámetro "W". Cada simulación (1 a 5) corresponde, respectivamente a valores del parámetro de: 22,36 – 27,38 – 31,62 – 35,35 y 38,73 (m). Nótese como la variable de flujo es altamente sensible a la variación del parámetro, principalmente durante los instantes iniciales de la simulación.

En líneas generales, la sensibilidad de moderada a alta del escurrimiento superficial frente a los parámetros que determinan el valor del coeficiente de Manning obedece bien a los supuestos conceptuales del modelo, según los cuales la velocidad del flujo y la rugosidad de la superficie se relacionan negativamente; de manera similar sucede con la sensibilidad frente a la raíz cuadrada del área de celda, es decir, frente a la distancia que cubre el flujo. Por otra parte, la ausencia total de sensibilidad del escurrimiento superficial frente a la altura de la celda emisora, en contraste con la moderada sensibilidad que presenta al valor de la altura de la celda receptora, parece determinar que el modelo matemático adoptado sea poco sensible para evaluar el efecto de la pendiente sobre este proceso. Cabría analizar con mayor profundidad la ecuación de Fitz et al. (1993), con el fin de plantear las variaciones necesarias.

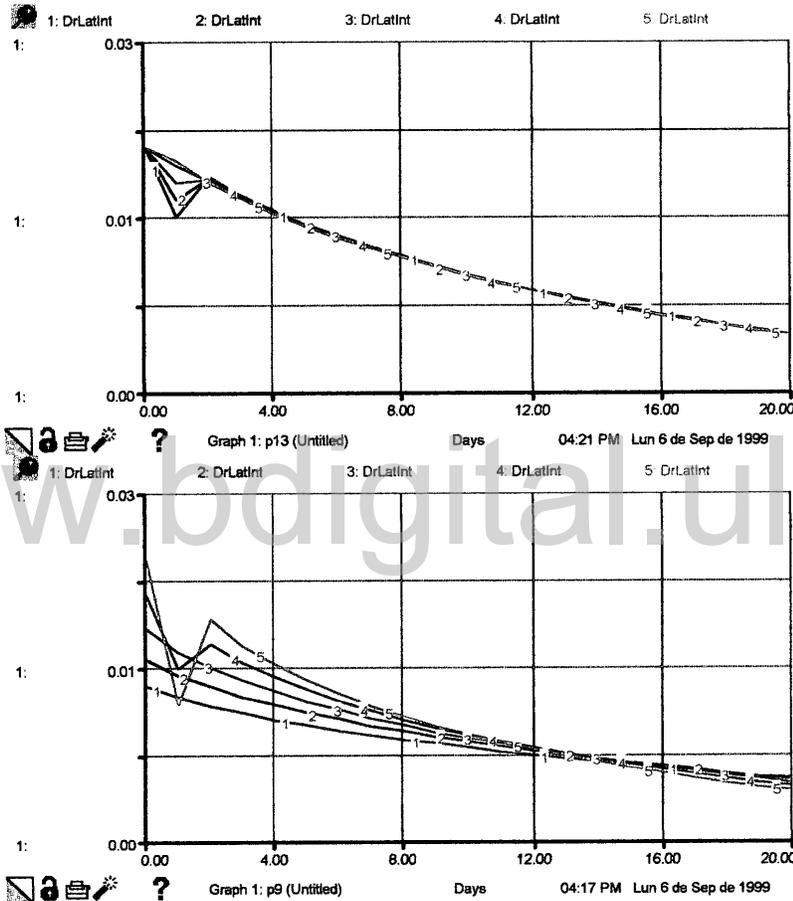
.2.2 Drenaje lateral interno.

Para simplificar la presentación de los resultados del análisis de sensibilidad de este proceso, hemos unificado en las gráficas los flujos desde el compartimiento saturado de la celda emisora hacia el compartimiento no saturado de la celda receptora y desde el compartimiento saturado de la celda emisora hacia el compartimiento saturado de la celda

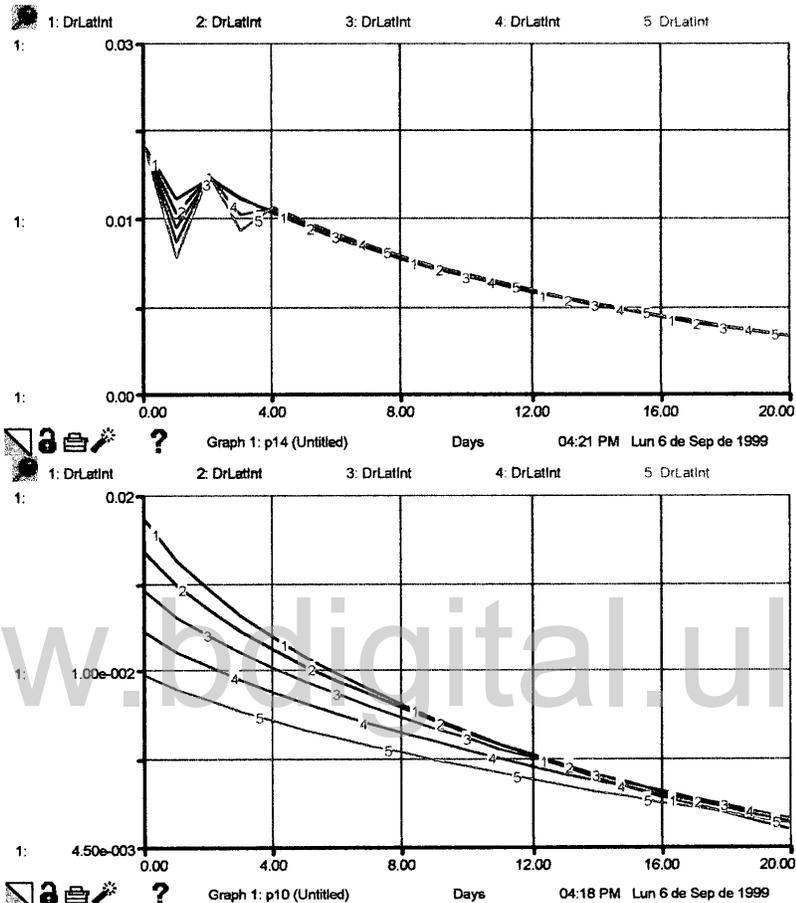
receptora. En el escenario simulado se contempla una entrada constante de agua hacia la celda emisora, en tanto que no existen salidas desde la celda receptora. Los resultados se resumen en las siguientes gráficas:



VIII.51. Arriba: sensibilidad del drenaje lateral interno frente a la variación del contenido porcentual de arcilla de la celda emisora; abajo: sensibilidad del drenaje lateral interno frente a la variación del mismo parámetro en la celda receptora. En ambos casos los valores de las cinco simulaciones fueron, en su orden: 30 – 37,5 – 45 – 52,5 y 60%



VIII.52. Arriba: sensibilidad del drenaje lateral interno frente a la variación del contenido porcentual de arena de la celda emisora; abajo: sensibilidad del drenaje lateral interno frente a la variación del mismo parámetro en la celda receptora. En ambos casos los valores de las cinco simulaciones fueron, en su orden: 30 – 37,5 – 45 – 52,5 y 60%



VIII.53. Arriba: sensibilidad del drenaje lateral interno frente a la variación del contenido porcentual de materia orgánica de la celda emisora; abajo: sensibilidad del drenaje lateral interno frente a la variación del mismo parámetro en la celda receptora. En ambos casos los valores de las cinco simulaciones fueron, en su orden: 0,5 – 1,25 – 2 – 2,75 y 3,5%

En términos generales, la sensibilidad del drenaje interno lateral frente a los parámetros del sub – sistema suelo es de moderada a bastante alta y es difícil establecer si el proceso responde, en mayor medida, a las características de la celda emisora o a las de la celda receptora. En el caso del contenido porcentual de arcilla, parece evidente que el flujo responde más evidentemente a los valores de la celda emisora, de modo que a medida que aumentan en cada simulación, se prolonga el período de tiempo requerido

para alcanzar el equilibrio; por otra parte, una variación similar en el parámetro de la celda receptora altera moderadamente el volumen de los flujos. Esto posiblemente se debe a que, dado el razonamiento que sustenta el modelo, en la celda emisora el contenido porcentual de arcilla determina el volumen de agua disponible para ser transferido, en tanto que el mismo parámetro, en la celda receptora, no sólo determina la capacidad de recepción sino también la velocidad a la que sucede el flujo. Un análisis similar cabe para los otros parámetros del sistema (contenidos porcentuales de arena y materia orgánica).

(TERCERA PARTE)

**SIMULACION EN EL CONTEXTO DEL META –
MODELO DE DINAMICA VERTICAL**

IX. SIMULACION EN CADA U.H.H.: RESULTADOS

1. DESCRIPCION DE LOS ESCENARIOS DE SIMULACION

Según se desprende de la estructura cuantitativa del modelo de dinámica vertical, la siguiente información es necesaria para caracterizar los escenarios de simulación:

- ❖ Contenido porcentual de arcilla, arena y materia orgánica en los tres compartimientos del suelo considerados: 0 – 20; 20 – 40 y 40 – 60 cm de profundidad; en el caso de un escenario de selva tropical semidecidual, el intervalo del último compartimiento es de 40 – 150 cm.
- ❖ Tipo de ecosistema al que corresponde la unidad: sabana estacional, hiperestacional, semiestacional ó selva tropical semidecidual
- ❖ Presencia / ausencia de duri – pan, según la unidad geocronológica a la que pertenezca la unidad.
- ❖ Presencia / ausencia de dique, aguas arriba y/o aguas abajo según la orientación del drenaje superficial de la microcuenca a la que corresponda la unidad.

Un atributo más a incluir en la caracterización de las unidades, una vez se haya construido el modelo espacialmente explícito, es la altura promedio de sus celdas (en msnm), información que se derivará del DEM. Por lo pronto, para estimar las salidas desde y/o las entradas hacia cada una de las celdas simuladas, por transferencias laterales, se asume que las celdas adyacentes poseen características similares y que, al menos en un escenario no modulado, tales entradas y salidas se compensan entre sí. Sin embargo, en un escenario modulado la interrupción del drenaje superficial debe romper la condición de homogeneidad; así, adoptamos la ecuación de escurrimiento superficial de Xiao et al. (1995) y que presentamos en el capítulo del meta – modelo de dinámica horizontal, donde el valor de S es el de la pendiente general del área, N una variable dependiente de la biomasa aérea y el valor de R corresponde a la profundidad de la columna de agua superficial de la celda. En cuanto a las transferencias laterales sub – superficiales, se asume que estos flujos entran y salen de la celda a una velocidad igual a la de su conductividad hidráulica en cada compartimiento.

En la siguiente tabla se resumen las características de los escenarios de simulación.

Unidad	%are	%Arc	%MO	Presencia del Duripan	Tipo de Vegetación	Otros
(1). Banco de brazo deltaico de la unidad Q1 / Q2	0 - 20	48	8	0,84	Sabana estacional	Esta unidad aparece en la microcuenca 2, sobre la cual se hipotetiza que el efecto módulo no impide las pérdidas por escorrentía superficial, pero si los aportes por este mismo concepto. Perfil característico: punto B6 (Base de datos BEMSETI)
	20 - 40	38	16	1,36		
	40 - 60	54	14	0,93		
(2). Napa de desborde de la Unidad Q1 / Q2	0 - 20	63	8	2,36	Sabana hiperestacional	Igual al punto 1. (Transición entre posición de alabardón y napa de desborde) Perfil característico: punto JM1
	20 - 40	45	23	0,94		
	40 - 60	40	30	0,94		
(3). Banco de brazo deltaico de la unidad Q1	0 - 20	54	12	0,95	Sabana estacional	Este tipo de unidad se encuentra en las microcuencas 1 y 3. Se asume que su drenaje superficial está impedido por el dique central y por el dique lateral, en la zona S - W del área de estudio y por el dique lateral en la zona N - E (ver Mapa 4) Perfil característico: punto B14
	20 - 40	40	22	0,62		
	40 - 60	30	24	0,73		
(4). Napa de desborde de la unidad Q1.	0 - 20	48	6	1,38	Mosaico de Sabana estacional y semiestacional	Igual al punto 3. Perfil característico: punto JE 12
	20 - 40	38	18	0,95		

(5). Cubeta de desborde de la unidad Q1.	40 - 60	30	40	0,93	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Igual al punto 3.
	0 - 20	22	34	1	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Perfil característico: punto E 12
	20 - 40	20	50	0,95	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Perfil característico: punto E 14
(6) Cubeta de decantación del Q1	40 - 60	18	44	0,56	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Igual al punto 3.
	0 - 20	20	50	1,61	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Perfil característico: punto E 14
	20 - 40	22	50	1,28	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Perfil característico: punto E 14
(7) Complejo de orillar del Q1, semi - fosilizado por napa de desborde del Q0b	40 - 60	36	30	0,51	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Igual al punto 3.
	0 - 20	-	-	-	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Igual al punto 3.
	20 - 40	-	-	-	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Igual al punto 3.
(8). Complejo de orillar del Q1, fosilizado por napa de desborde del Q0b.	40 - 60	-	-	-	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Igual al punto 3.
	0 - 20	44	20	0,73	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Igual al punto 3.
	20 - 40	52	10	0,12	No	Sabana semiestacional y ciénaga	Igual al punto 3.

40 - 60	50	10	0,01	SI	Transición entre sabana estacional e hiperestacional	Estos bancos altos se reparten entre las microcuencas 1 y 2, en el sector N-E del área de estudio; se asume que su drenaje está impedido en la microcuenca 1, por causa del dique lateral. En los sectores S-W y N aparecen en la microcuenca 2, estando su drenaje impedido en el sector S-W, igualmente por causa del dique lateral.
(9) Bancos altos de abanico de explayamiento del Q2 0 - 20 20 - 40 40 - 60	54 54 54	6 12 10	0,16 1,23 0,90	SI	hiperestacional	Perfil característico: JE14
(10) Napa de desborde del Q2 0 - 20 20 - 40 40 - 60	22 14 46	30 52 16	0,28 1,83 0,8	SI	Sabana hiperestacional	Igual que la unidad 9. Perfil característico: punto B10
(11) Cubeta de decantación del Q2 0 - 20 20 - 40 40 - 60	24 24 26	32 44 50	3,49 4,66 0,53	SI	Sabana semiestacional	Igual que la unidad 9. Perfil característico: punto J 15

Tabla IX.1. Características de las unidades hidroclógicamente homogéneas o escenarios de simulación.

2. RESULTADOS DE LA SIMULACION

De los escenarios de simulación listados en el numeral anterior, hemos elegido los siete más ampliamente representados en el área de estudio, puesto que consideramos que siete unidades simuladas constituyen una cantidad suficiente para evaluar, a grandes rasgos, el efecto de la modulación a la luz del modelo, así como para definir algunas de las mayores limitaciones y necesidades de desarrollo futuro del mismo.

2.1 Banco de brazo deltaico del Q1/Q2.

Un notorio primer resultado de la simulación del modelo replantea la condición de sabana estacional (transicional con hiperestacional) de las celdas de esta unidad. En un escenario natural, es decir no modulado, el comportamiento hidrológico lleva a pensar que la unidad de banco de brazo deltaico de Q1/Q2 está ocupada por un ecosistema de sabana hiperestacional, transicional hacia sabana semiestacional (Gráfica y tabla IX.1).

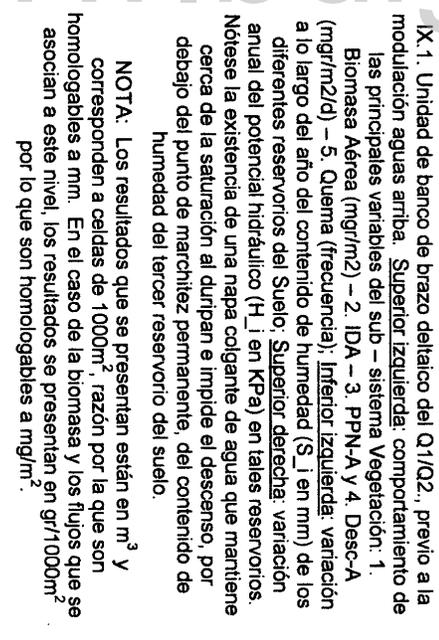
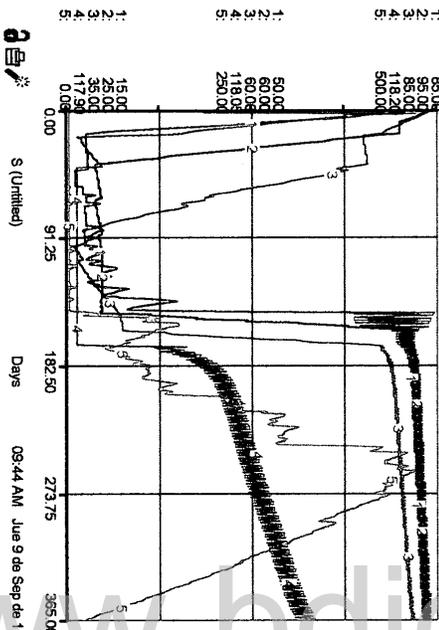
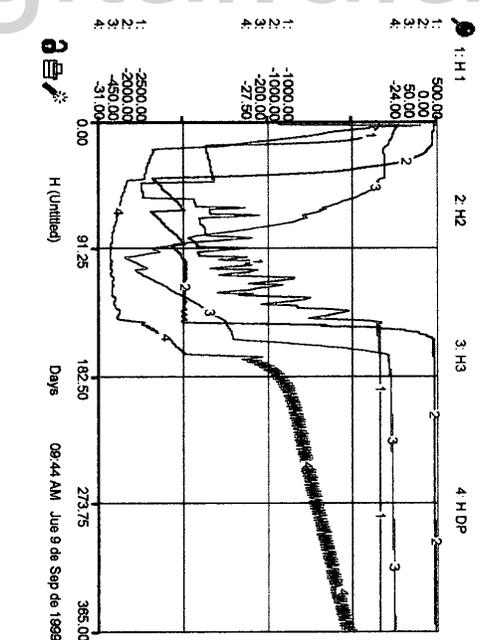
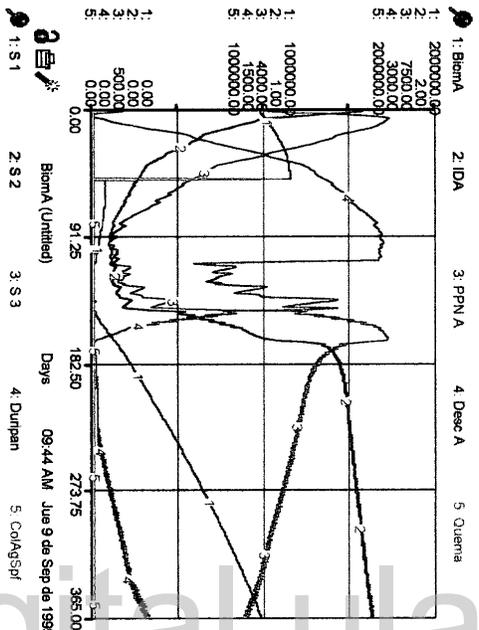
Entradas (mm)						
PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt				TOTAL
1460	1518	745				3723
Salidas (mm)						
Escornt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
720	1586	5	88	1267	32	3698

Tabla IX.1. Balance de entradas y salidas de una unidad de banco de brazo deltaico del Q1/Q2 previo a la modulación aguas arriba.

En un escenario modulado, por otra parte, se asume que las entradas por escorrentía superficial se encuentran impedidas dada la posición aguas arriba con respecto a la unidad, del dique central. En este escenario, los resultados de la simulación llevan a pensar que el ecosistema se comporta más bien como una sabana hiperestacional propiamente dicha (Gráfica IX.2 y Tabla IX.2).

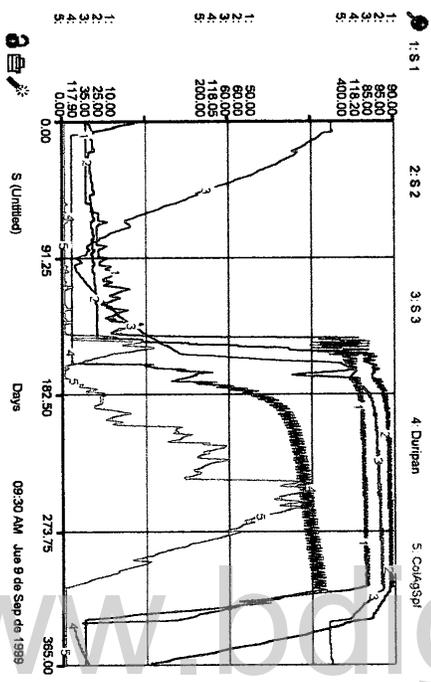
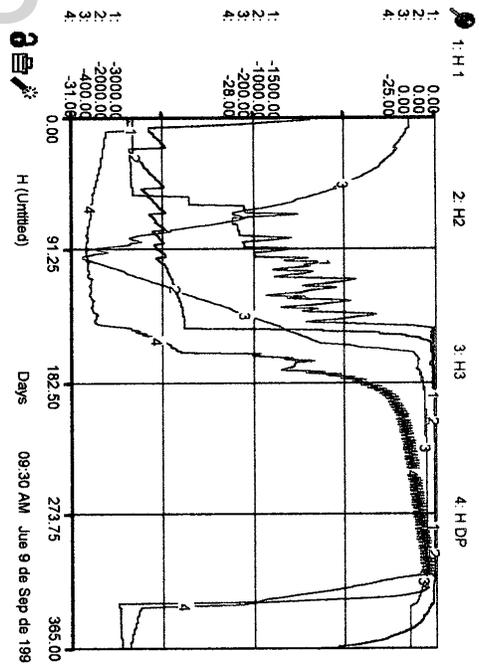
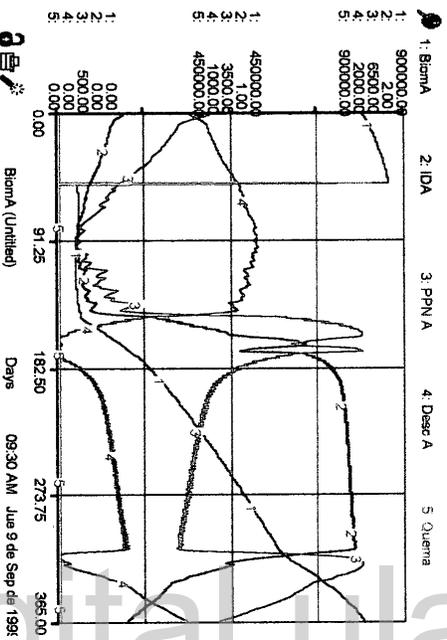
Entradas (mm)						
PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt				TOTAL
1481	1343	0				2824
Salidas (mm)						
Escornt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
378	1351	8	183	866	34	2820

Tabla IX.2. Balance de entradas y salidas de una unidad de banco de brazo deltaico del Q1/Q2 en un escenario modulado aguas arriba.



IX.1. Unidad de banco de brazo deltaico del Q1/Q2, previo a la modulación aguas arriba. Superior izquierda: comportamiento de las principales variables del sub-sistema Vegetación: 1. Biomasa Aérea (mg/m²) - 2. IDA - 3. PPV-A y 4. Desc-A (mg/m²/d) - 5. Quema (frecuencia); Inferior izquierda: variación a lo largo del año del contenido de humedad (S_i en mm) de los diferentes reservorios del Suelo: Superior derecha: variación anual del potencial hidráulico (H_i en KPa) en tales reservorios. Nótese la existencia de una napa colgante de agua que mantiene cerca de la saturación al durpan e impide el descenso, por debajo del punto de marchitez permanente, del contenido de humedad del tercer reservorio del suelo.

NOTA: Los resultados que se presentan están en m³ y corresponden a celdas de 1000m², razón por la que son homologables a mm. En el caso de la biomasa y los flujos que se asocian a este nivel, los resultados se presentan en gr/1000m² por lo que son homologables a mg/m².



Gráfica IX.2. Unidad de banco de brazo deltaico del Q1/Q2, modulado aguas arriba. Superior izquierda: comportamiento de las principales variables del sub - sistema Vegetación: 1. Biomasa Aérea (mgr/m2) - 2. IDA - 3. PPN-A y 4. Desc-A (mgr/m2/d) - 5. Quema (frecuencia); Inferior izquierda: variación a lo largo del año del contenido de humedad (S_i en mm) de los diferentes reservorios del Suelo; Superior derecha: variación anual del potencial hidráulico (H_i en KPa) en tales reservorios. Nuevamente, el efecto del dunpan sobre el tercer nivel del suelo determina que allí el contenido de humedad permanezca muy por encima del punto de marchitez permanente durante la estación seca.

.2.2 Napa de desborde del Q1/Q2.

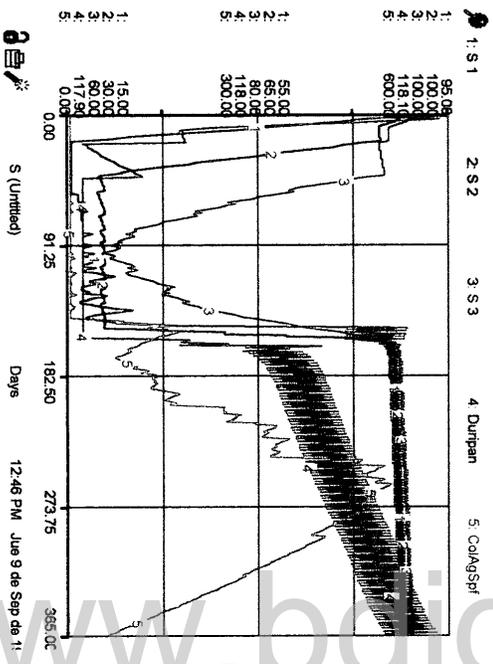
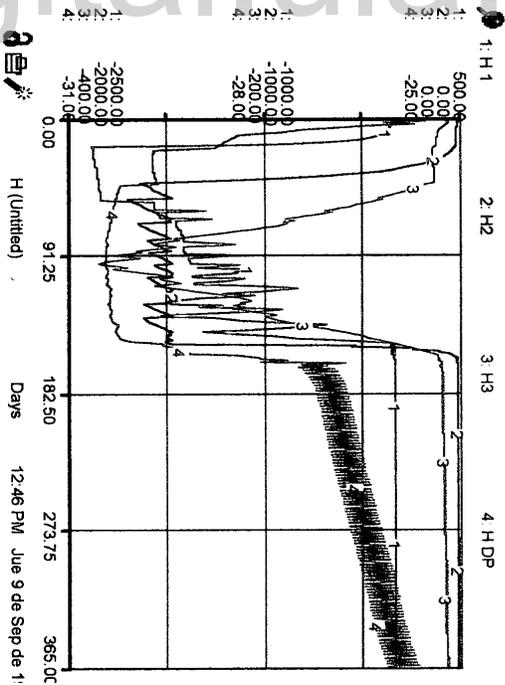
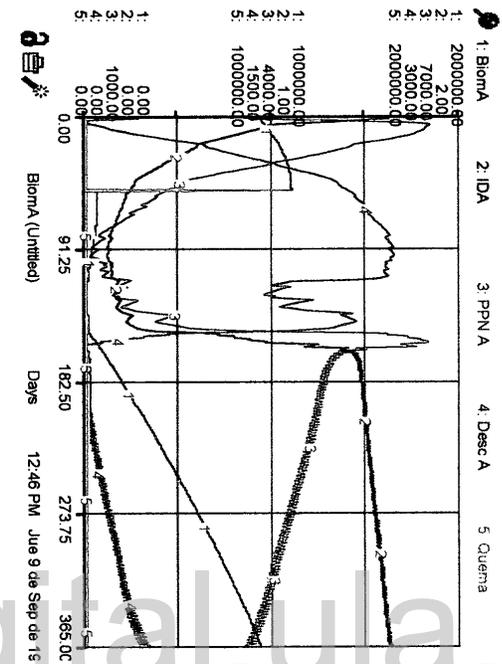
Si bien inicialmente se hipotetizó que el tipo de ecosistema característico de esta unidad, en condiciones naturales, es la sabana hiperestacional, los resultados de la simulación lo acercan a una forma transicional entre la sabana hiperestacional y la semiestacional. Por el contrario, en condiciones de modulación aguas arriba, la simulación apoya efectivamente el adjudicar a esta unidad la condición de sabana hiperestacional propiamente dicha. Visto así y como cabría esperar, el efecto evidente de la construcción del dique ha sido el de acentuar el déficit estacional de agua en esta unidad. Los resultados se presentan en las gráficas IX.3 y IX.4. Los balances anuales bajo los dos escenarios: modulado y no modulado, se resumen en las tablas IX.3 y IX.4.

Entradas (mm)						
PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt				TOTAL
1470	1449	927				3846
Salidas (mm)						
Escornt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
906	1499	4	105	1240	30	3784

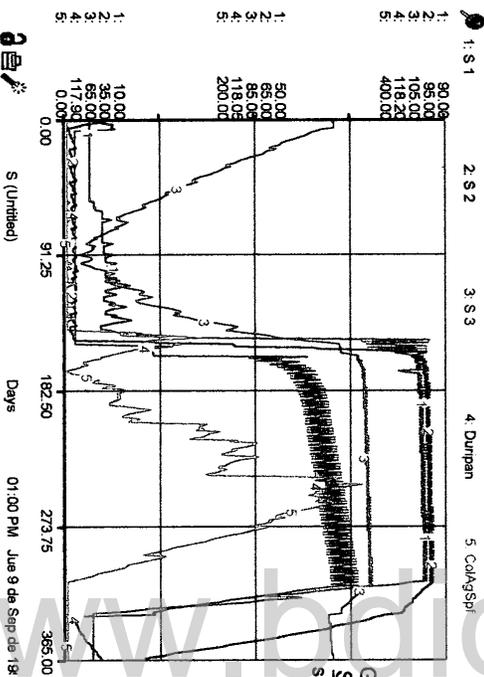
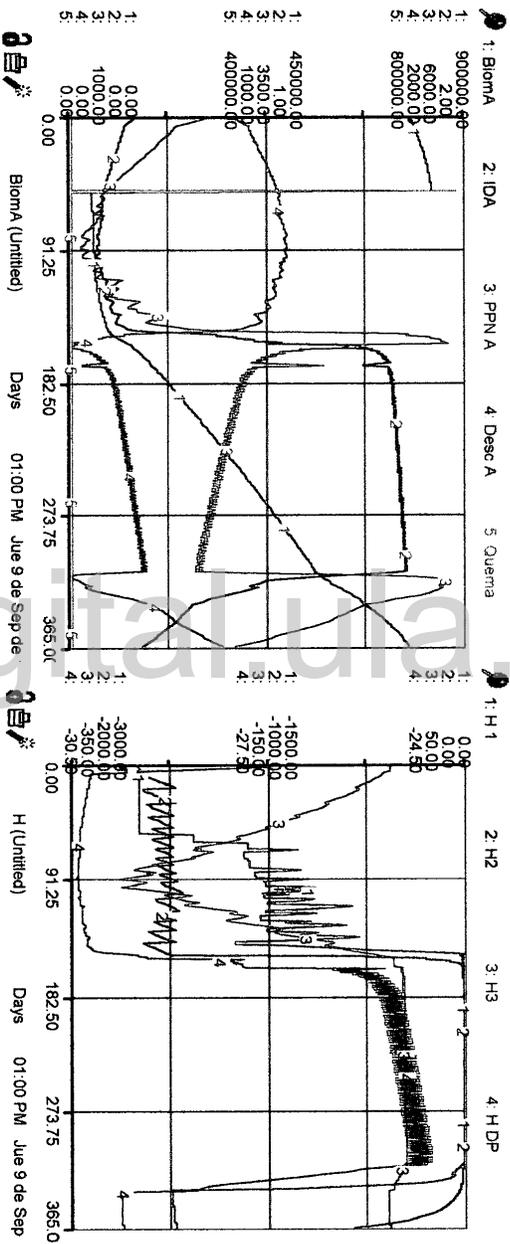
Tabla IX.3. Balance de entradas y salidas de una unidad de napa de desborde del Q1/Q2 en un escenario no modulado.

Entradas (mm)						
PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt				TOTAL
1483	1261	0				2744
Salidas (mm)						
Escornt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
415	1242	2	203	840	34	2736

Tabla IX.4. Balance de entradas y salidas de una unidad de banco de brazo deltaico del Q1/Q2 en un escenario modulado aguas arriba.



Gráfica IX.3. Unidad de mapa de desborde del Q1/Q2., sin modular.
 Superior izquierdo: comportamiento de las principales variables del sub - sistema Vegetación. 1. Biomasa Aérea (mgr/m2) - 2. IDA - 3. PPN-A y 4. Desc-A (mgr/m2/d) - 5. Quema (frecuencia). Interior izquierdo: variación a lo largo del año del contenido de humedad (S_i en mm) de los diferentes reservorios del Suelo: Superior derecha: variación anual del potencial hidráulico (H_i en KPa) en tales reservorios. Nótese como, nuevamente en esta unidad, el efecto del durpan sobre el tercer nivel del suelo determina que allí el contenido de humedad permanezca muy por encima del punto de marchitez permanente durante la estación seca.



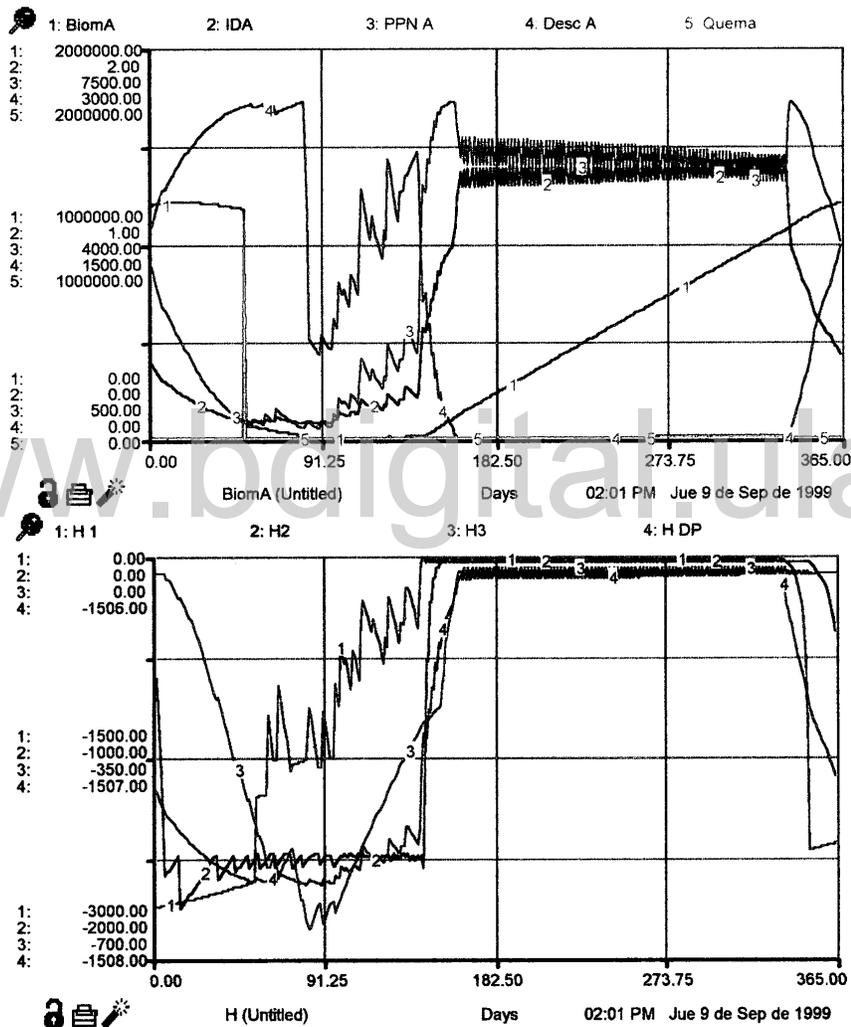
Gráfica IX.4. Unidad de napa de desborde del Q1/Q2., sin modular. Superior izquierda: comportamiento de las principales variables del sub - sistema Vegetación: 1. Biomasa Aérea (mgr/m2) - 2. IDA - 3. PPN-A y 4. Desc-A (mgr/m2/d) - 5. Quema (frecuencia). Inferior izquierda: variación a lo largo del año del contenido de humedad (S_i en mm) de los diferentes reservorios del Suelo: Superior derecha: variación anual del potencial hidráulico (H_i en KPa) en tales reservorios.

.2.3 Banco de brazo deltaico del Q1.

Esta unidad, dentro del área de estudio, ha producido dos escenarios posibles con la modulación: con drenaje superficial interrumpido aguas abajo y con drenaje superficial interrumpido aguas arriba y abajo simultáneamente. Su comportamiento como ecosistema, tipificado preliminarmente como sabana estacional, resulta bastante particular a la luz del modelo; en condiciones naturales, el ciclo anual descrito lo acerca a un ecosistema de sabana hiperestacional, un poco húmedo pero no tanto como para calificarlo de “transicional hacia el sistema semiestacional”, como sucede en las unidades del Q1 sobre el Q2 (Gráfica IX.5 y Tabla IX.5).

En condiciones de modulación “aguas abajo”, por otra parte, el sistema se convierte en una laguna semipermanente que cumple ciclos funcionales de cuatro años: tres de inundación y uno final de sequía – quema, tras el cual nuevamente aparece la inundación (Gráfica IX.6). Como origen hipotético de este comportamiento planteamos que, durante el primer año del ciclo (con fuego al final de la estación seca), los aportes superan en mucho las salidas desde el sistema, considerando que los eflujos por drenaje superficial están obstruidos; hacia el segundo y el tercer año, sin embargo, el desarrollo y la acumulación de un volumen apreciable de biomasa aérea conduce a una disminución apreciablemente las entradas por precipitación efectiva, a lo que se suma un incremento notable de las pérdidas por percolación (prácticamente constantes a lo largo de esos dos ciclos anuales) y por transpiración (IDA se sostiene cerca de 1,5 a lo largo de ese tiempo, conduciendo a una actividad productiva estable de la vegetación). Durante el cuarto año, el balance es tan negativo para el sistema que el contenido de humedad de los reservorios del suelo baja a un punto cercano al de marchitez permanente, deteniéndose así la percolación; si bien el modelo no es capaz de diferenciar entre biomasa verde y necromasa, cabe esperar que una porción importante de la biomasa aérea acumulada durante el período de inundación se convierta en necromasa y sirva de combustible para el fuego. La quema, finalmente, reduce la biomasa aérea a un volumen similar al existente al comienzo de la inundación, se incrementa la precipitación efectiva y se reinicia el ciclo. En caso de no haber fuego, al año siguiente se repite el comportamiento del último período anual, dando la imagen de una sabana estacional con una acumulación anormal de biomasa aérea; consideramos que es sólo cuestión de tiempo para que,

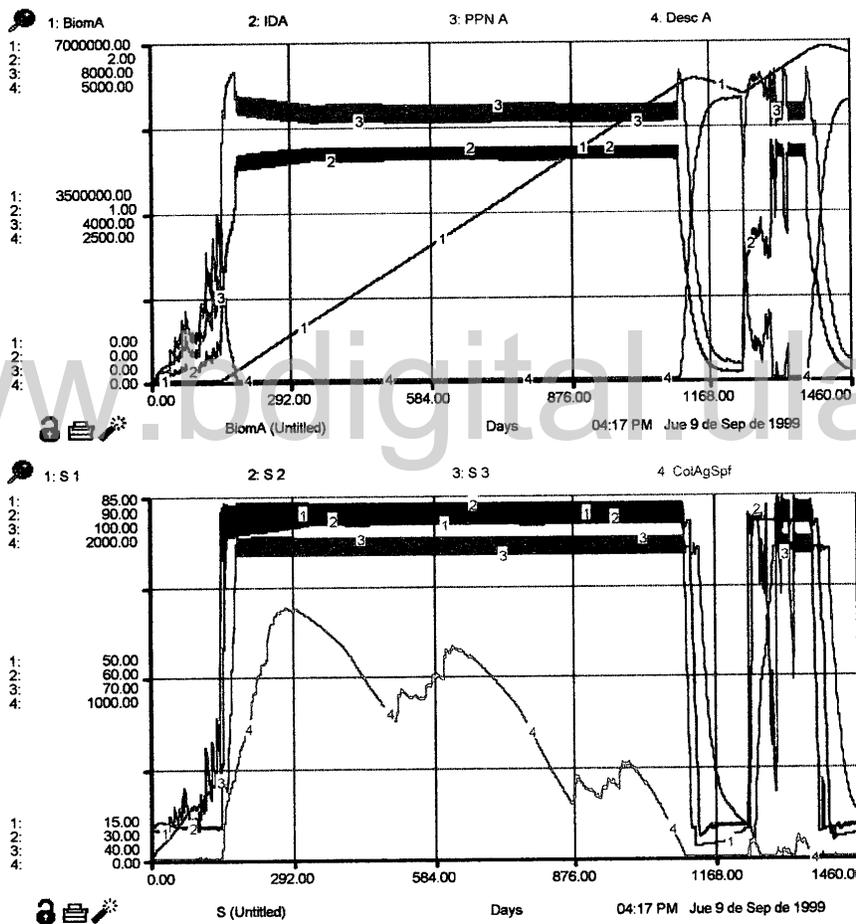
naturalmente, la combustión del material vegetal reinicie el circuito inundación – sequía - quema. En la tabla IX.6. aparecen los balances hídricos para cada uno de los cuatro años del ciclo en mención.



Gráfica IX.5. Banco de brazo deltaico del Q1 sin modular. Arriba: Comportamiento de las principales variables del sub – sistema Vegetación; Abajo: Comportamiento de la variable "Potencial hídrico" (KPa) en cada uno de los reservorios del suelo.

Entradas (mm)						
PpEfectiva	DrnLat Interno	Escomt				TOTAL
1442	1135	592	176			3169
Salidas (mm)						
Escomt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
580	976	4	17	1325	259	3161

Tabla IX.5. Balance hídrico anual de una una unidad de banco de brazo deltaico del Q1, en un escenario no modulado.



Gráfica IX.6. Comportamiento de una celda de la unidad de banco de brazo deltaico del Q1 en un escenario con dique aguas abajo. Arriba: Variación a lo largo de un ciclo plurianual de algunas variables del sub-sistema vegetación. Abajo: Comportamiento, a lo largo de la simulación, de los diferentes reservorios del sub-sistema Suelo (mm).

Entradas (mm)							
Año	PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt				TOTAL
1	1429	1146	1557				4132
2	815	2151	1289				4255
3	700	2150	870				3721
4	629	967	234				1830

Salidas (mm)							
Año	Escornt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
1	0	937	7	11	1546	227	2728
2	0	1775	4	79	2290	432	4580
3	0	1774	4	79	2290	430	4577
4	0	438	0	8	1470	116	2032

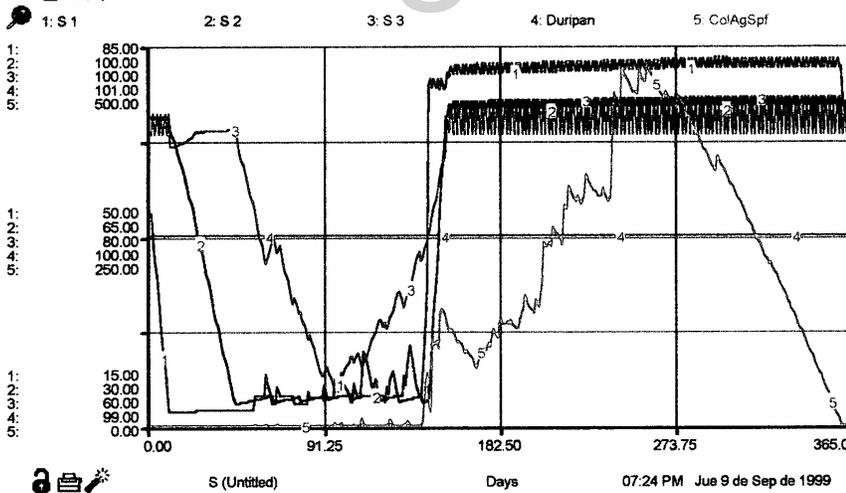
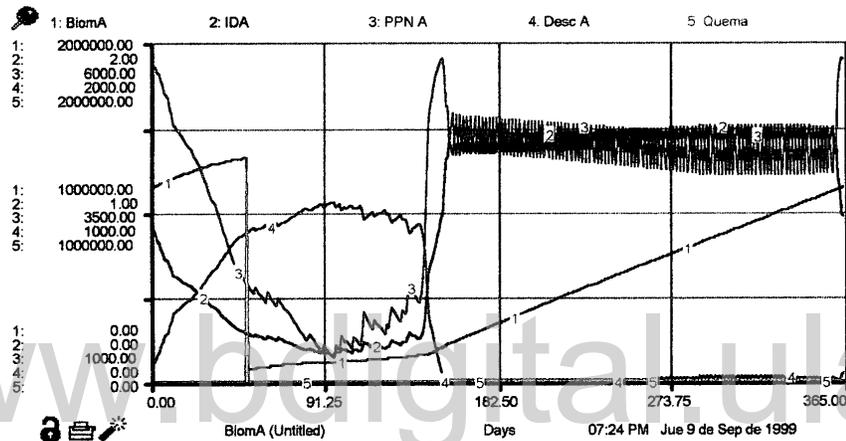
Tabla IX.6. Balance hídrico de una unidad de banco de brazo deltaico del Q1, en un escenario modulado aguas abajo.

Es notable que, además de observarse una disminución gradual de la entrada por precipitación efectiva a lo largo del ciclo de cuatro años, el modelo arroja un decrecimiento igualmente pronunciado de las entradas por influjo lateral (superficial e interno) desde unidades adyacentes; un comportamiento así, explicable en virtud de la existencia dentro del modelo de una relación causal positiva y biunívoca (bucle de realimentación) entre la velocidad potencial de los flujos laterales (conductividad hidráulica) hacia el interior de una celda y su estatus hídrico, puede ser tanto un artefacto de esta presunción, como reflejar una característica real del funcionamiento del sistema. Empero, es difícil saberlo antes de efectuar una simulación espacialmente explícita del modelo propuesto.

La simulación para el último escenario propuesto (con dique aguas arriba y aguas abajo), describe un comportamiento muy similar al del escenario no modulado: sabana hiperestacional (Gráfica IX.7.); empero, la estación perhúmeda que caracteriza estos ecosistemas aquí se prolonga hasta principios del siguiente ciclo anual, no obstante que el volumen total de entradas a la celda disminuye notoriamente (igualmente sucede con el volumen de salidas). Resulta interesante observar que, contrario a lo que cabría esperar, la transpiración calculada disminuye (Tabla IX.7.), señalando un decremento en la productividad de estas sabanas con respecto a las del escenario no modulado. Una hipótesis que se podría avanzar para explicar este comportamiento implica mayores valores de IDA durante la estación perhúmeda (en promedio 1.5, en contraste con el promedio de 1.3 que se observa en la gráfica IX.5.) y una consecuente disminución de la productividad primaria aérea neta en este escenario.

Entradas (mm)					
PpEfectiva	DrnLat Interno	Escomt			TOTAL
1416	1414	0			2830
Salidas (mm)					
Escomt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol
0	1190	7	63	1167	389
					TOTAL
					2816

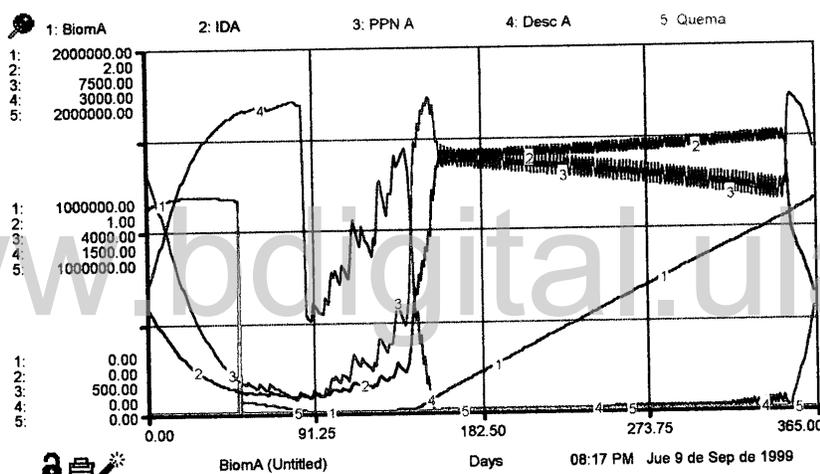
Tabla IX.7. Balance hídrico anual de una una unidad de banco de brazo deltaico del Q1, en un escenario modulado con dique aguas arriba y aguas abajo.



Gráfica IX.7. Unidad de banco de brazo deltaico del Q1. Arriba: comportamiento de alguna de las variables del sub – sistema vegetación (BiomA en mgr/m2; DescA y PPN-A en mgr/m2/d). Abajo: variación del contenido de humedad de los compartimientos del suelo (mm)

.2.4 Unidad de napa de desborde del Q1.

En esta unidad, como en la anterior, la modulación ha dado lugar a dos escenarios distintos: uno con dique aguas abajo y otro con dique aguas arriba y aguas abajo simultáneamente. Sin embargo, para la presentación de este informe nos limitaremos a evaluar el efecto del represamiento del drenaje superficial aguas abajo de la unidad. En condiciones no moduladas, una celda de napa de desborde del Q1 en el área de estudio se comporta, a la luz del modelo, como una forma transicional entre una sabana hiperestacional y una sabana semiestacional (Gráfica IX.8; Tabla IX.8.)



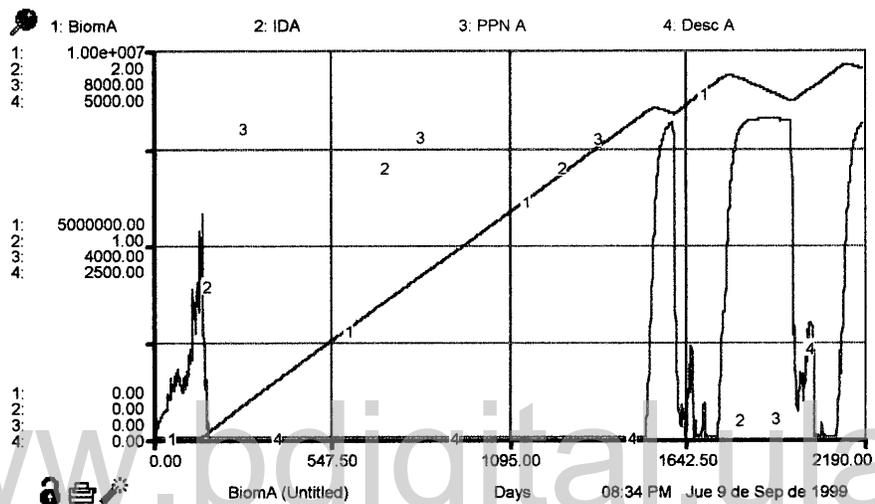
Gráfica IX.8. Comportamiento de algunas variables del sub – sistema vegetación en la unidad “Napa de desborde del Q1” bajo un escenario no modulado. BiomA: mgr/m², Desc-A, PPN-A y Quema: mg/m²/d.

Entradas (mm)						
PpEfectiva	DrmLat Interno	Escornt				TOTAL
1452	1131	674	190			3257
Salidas (mm)						
Escornt	DrmLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
647	1065	8	55	1285	187	3246

Tabla IX.8. Balance hídrico anual de una nidad de napa de desborde del Q1, en un escenario no modulado.

En condiciones moduladas, por otra parte, presenta un comportamiento similar al descrito para la unidad de banco de brazo deltaico del Q1, aún cuando el ciclo perhúmedo se prolonga ya no por tres sino por cuatro años (seguramente en virtud de condiciones

edáficas menos favorables para el drenaje interno). Los resultados de esta simulación se resumen en la Tabla IX.9 y en la Gráfica IX.9.



Gráfica IX.9. Comportamiento de algunas variables del sub - sistema vegetación en la unidad "Napa de desborde del Q1" bajo un escenario modulado. . BiomA: mg/m^2 ; Desc-A y PPN-A: $\text{mg}/\text{m}^2/\text{d}$

Entradas (mm)							
Año	PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt		TOTAL		
1	1431	1076	1726		4243		
2	816	2008	1467		4291		
3	816	2008	1319		4143		
4	801	2009	934		3742		
5	740	1148	176		2064		
Salidas (mm)							
Año	Escornt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
1	0	1030	9	50	1519	109	2717
2	0	1878	7	96	2210	213	4404
3	0	1878	7	96	2210	213	4404
4	0	1884	7	95	2216	214	4417
5	0	669	4	48	1704	85	2510

Tabla IX.9. Balance hídrico anual de una unidad de napa de desborde del Q1, en un escenario modulado.

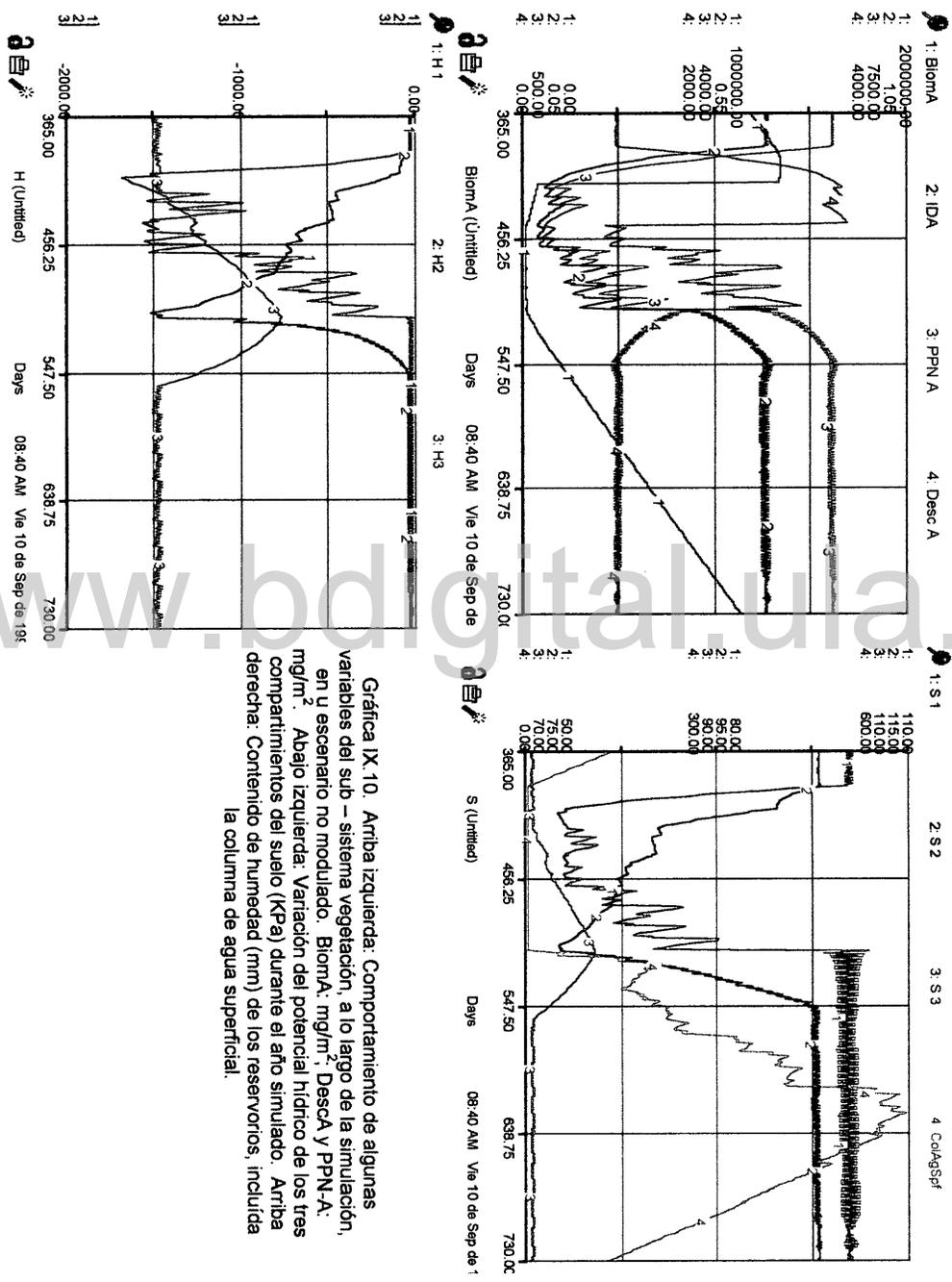
.2.5 Cubeta de desborde del Q1.

Al igual que la unidad anterior, para la cubeta de desborde del Q1 existen tres situaciones a simular: sin dique, con dique aguas abajo y con dique aguas arriba simultáneamente; estas dos últimas se encuentran representadas en el área de estudio gracias a su localización en las microcuencas 2 y 3 y a la posición de estas microcuencas con respecto al sistema de diques. También como se hizo con la unidad anterior, simulamos solo las dos primeras situaciones (sin dique y con dique aguas abajo).

La cubeta de desborde del Q1 está caracterizada, en el mapa de unidades de vegetación, como "sabana semiestacional – ciénaga". Los resultados de la simulación en condiciones no moduladas, empleando los parámetros correspondientes a la vegetación de la sabana semiestacional, nos ofrecen un panorama que difiere un poco de lo que inicialmente hipotetizamos sobre el comportamiento de este tipo de ecosistema (Gráfica y Tabla IX.10). En primera instancia, no se observa una depresión de la actividad productiva a lo largo de la estación perhúmeda dado que IDA, aún durante el pico de la inundación, no alcanza valores que limiten el comportamiento de la variable PPN-A; esto sucede, al parecer, por que en el perfil característico de la unidad aparece una capa confinante en el segundo compartimiento (20 – 40cm) de manera que, aún con pérdidas por percolación inexistentes, el tercer compartimiento (40 – 60cm) se mantiene en un estatus hídrico, durante todo el año, cercano al PMP (Gráfica IX.10.). A la lentitud del drenaje interno de los suelos de la unidad (con valores de Ks entre 0,17 y 0,08 m/d) se suma una extracción transpiratoria muy elevada que, en general, contribuye a sostener el valor de IDA alrededor de la unidad.

Entradas (mm)						
PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt				TOTAL
1461	340	1010				2811
Salidas (mm)						
Escornt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
1010	1652	5	12	1652	0	2791

Tabla IX.10. Balance hídrico anual de una nidad de cubeta de desborde del Q1, en un escenario no modulado.



Gráfica IX.10. Arriba izquierda: Comportamiento de algunas variables del sub – sistema vegetación, a lo largo de la simulación, en u escenario no modulado. BiomA: mg/m², DescA y PPN-A: mg/m². Abajo izquierda: Variación del potencial hídrico de los tres compartimientos del suelo (KPa) durante el año simulado. Arriba derecha: Contenido de humedad (mm) de los reservorios, incluida la columna de agua superficial.

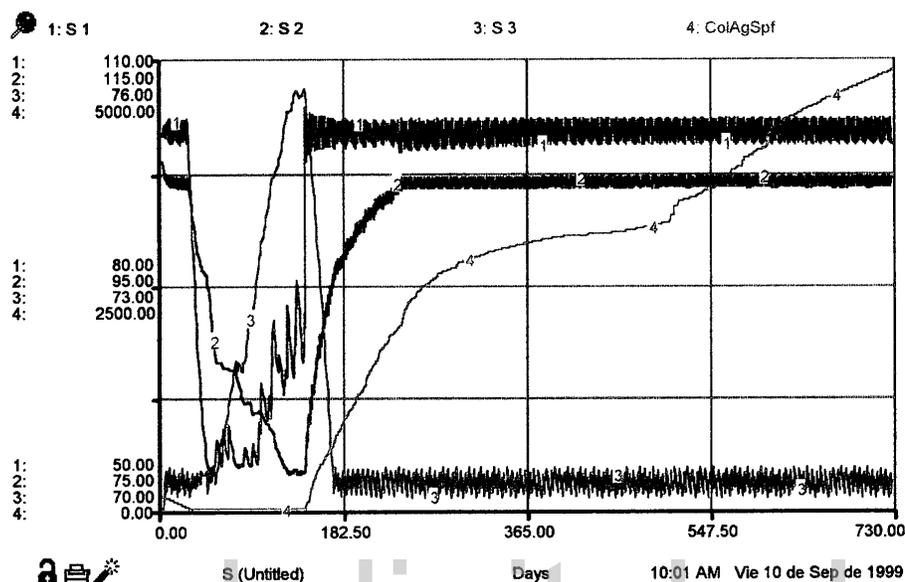
En segunda instancia, una vez finaliza la inundación (aproximadamente en enero) el sistema cae rápidamente en una situación de estrés hídrico muy marcada; a esta situación seguramente contribuye la naturaleza arcillosa de los suelos, los cuales, como observamos en el capítulo correspondiente al modelo del sub – sistema Suelo, incrementan dramáticamente el potencial matricial ó de retención con decrementos pequeños a moderados en el contenido volumétrico de humedad. Durante esta fase de estrés fisiológico resulta muy probable que el sistema se queme, como efectivamente pudo constatarse en el campo en repetidas ocasiones.

De esta manera, el comportamiento de la sabana sobre cubeta de desborde (hipotéticamente una sabana semiestacional) se asemeja mucho al de una sabana estacional, en el sentido de que, pese a un prolongado período de inundación, su suelo no se satura hasta el punto de limitar la actividad metabólica de las plantas y permite una producción primaria más o menos constante a lo largo de toda la estación perhúmeda (la cual se prolonga varios meses más allá de la estación de lluvias); por otra parte, también presenta una pequeña estación de estrés hídrico, bastante fuerte mientras dura. En esta sabana, visto así, a un período de déficit edáfico se le suma un período de disponibilidad bastante largo (de más de 8 meses), sin que nunca se alcance la saturación del suelo, no obstante la presencia periódica de una columna de agua superficial importante.

En el escenario modulado, por otra parte, la unidad pasa a ser ocupada por un sistema palustre (permanentemente inundado), como se observa en la Gráfica IX.11. En la tabla IX.11. se resume el balance hídrico para los primeros dos años de simulación de la unidad bajo este escenario.

Entradas (mm)							
Año	PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt				TOTAL
1	1471	324	2869				4664
2	816	543	3085				4444
Salidas (mm)							
Año	Escornt	Ev ColAgSpf	Evap Suelo	Prcol	DrnLat Interno	Transpir.	TOTAL
1	0	7	5	0	76	1746	1834
2	0	79	0	0	178	2283	2540

Tabla IX.11. Balance hídrico de una unidad de cubeta de desborde del Q1, en un escenario modulado.



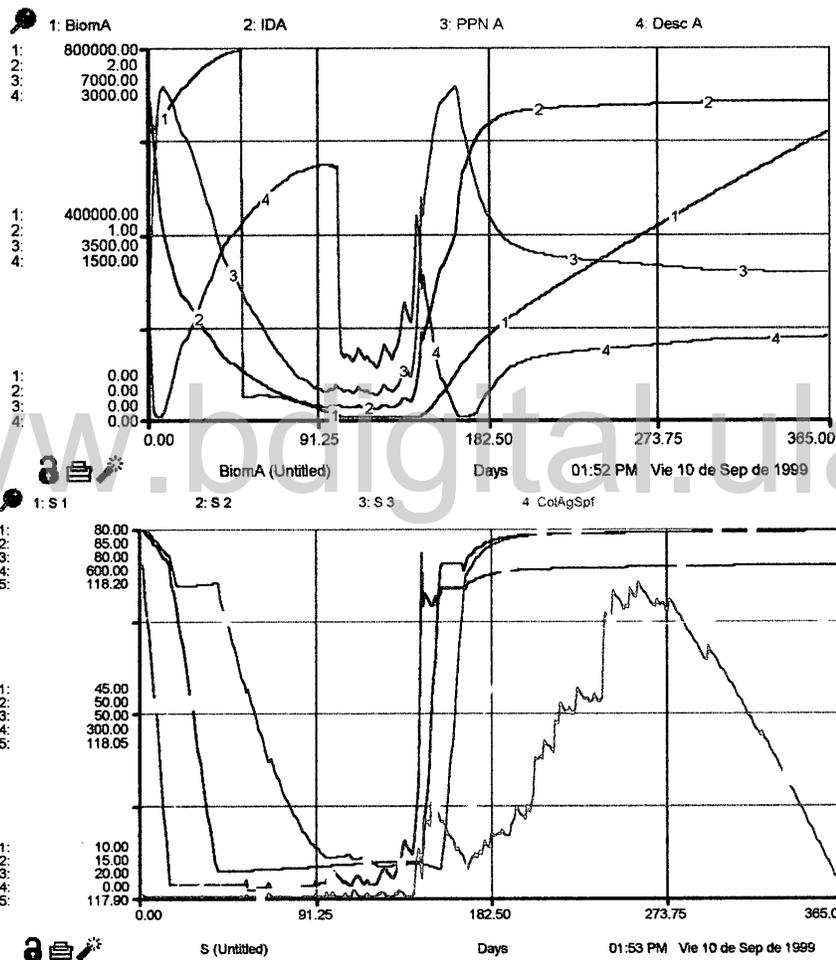
Gráfica IX.11. Comportamiento de los diferentes reservorios del suelo (mm) durante los dos primeros años de simulación posteriores a la implementación del dique aguas abajo. Nótese como la columna de agua se hace permanente y tiende a crecer con el tiempo.

Falta aún por considerar el efecto que el aumento de la profundidad de la lámina de agua pueda ejercer sobre la biomasa vegetal de gramíneas de la sabana semiestacional; cabría esperar un desplazamiento paulatino de este tipo de vegetación por las macrófitas enraizadas y flotantes que caracterizan un ecosistema de ciénaga. En todo caso, consideramos que los parámetros de la sabana semiestacional ya no son aplicables en este escenario y, en consecuencia, no es posible predecir aquí, con el modelo en su actual grado de desarrollo, el comportamiento de las variables vinculadas al sub – sistema vegetación ni avanzar más allá del segundo año en las simulaciones.

.2.6 Bancos altos de abanico de explayamiento del Q2.

Las celdas de esta unidad tienen, en un escenario no modulado, el comportamiento de una sabana hiperestacional. Por otra parte, la construcción de los diques en el área de estudio, ha determinado la interrupción de los eflujos superficiales de agua; introduciendo un factor de corrección al modelo que hace que la PPN-A sea igual a cero cuando la altura de la columna de agua supere los 0,5m, observamos que la simulación

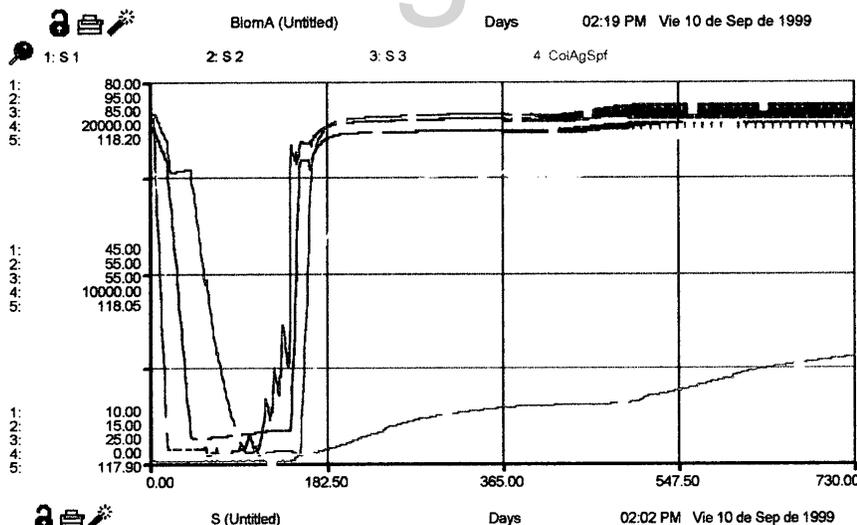
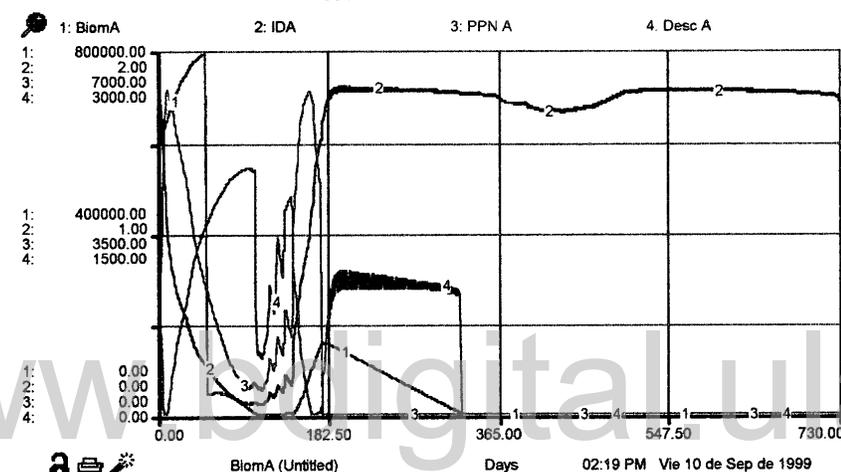
en condiciones moduladas describe un sistema absolutamente palustre. Consecuentemente, las pérdidas por evaporación desde la columna de agua se incrementan notablemente en este último escenario. Los resultados se observan en las Gráficas IX.12 y IX.13, así como en las tablas IX.12 y IX.13



Gráfica IX.12. Arriba: Comportamiento de algunas de las variables del sub – sistema vegetación en un escenario no modulado. BiomA: mg/m2; PPN-A y Desc-A: mg/m2/d. Abajo: Comportamiento del contenido de humedad en cada uno de los compartimientos del sub – sistema Suelo (mm)

Entradas (mm)						
PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt				TOTAL
1496	1445	1041				3982
Salidas (mm)						
Escornt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
1007	1673	10	308	919	43	3961

Tabla IX.12. Balance hídrico anual de una unidad de banco de explayamiento del Q2 en un escenario no modulado.



Gráfica IX.13. Arriba: variación a lo largo de dos ciclos anuales, en un escenario modulado, de algunas de las variables de la vegetación (BiomA: mg/m²; Desc-A y PPN-A: mg/m²/d) Abajo: Comportamiento del contenido de humedad de los compartimientos del suelo (mm)

Entradas (mm)						
PpEfectiva	DmLat Interno	Escornt				TOTAL
1525	2951	1630				6101
Salidas (mm)						
Escornt	DmLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
0	1990	0	2590	0	89	4668

Tabla IX.13. Balance hídrico del segundo año de simulación en un escenario modulado.

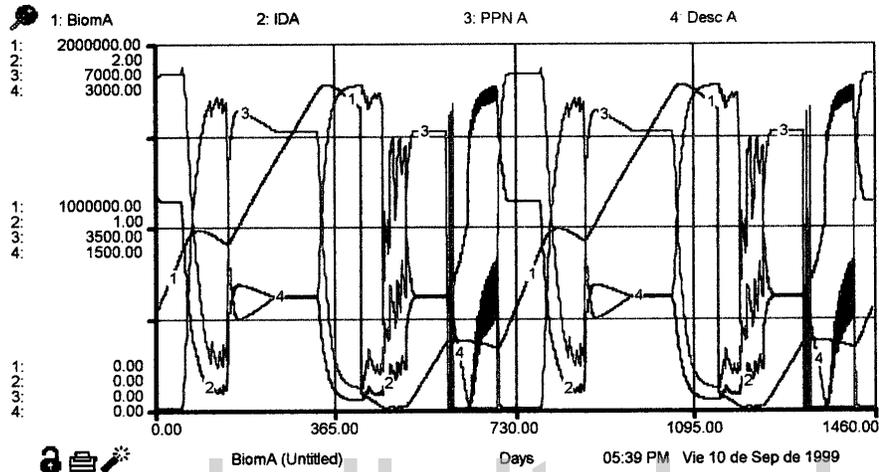
Finalmente, resulta notable que, no obstante la permanencia de una columna de agua superficial y de condiciones de saturación, a lo largo de todo el año, en los compartimientos del suelo, las pérdidas por percolación continúan siendo inconspicuas dentro del balance global del sistema.

.2.7 Napa de desborde del Q2.

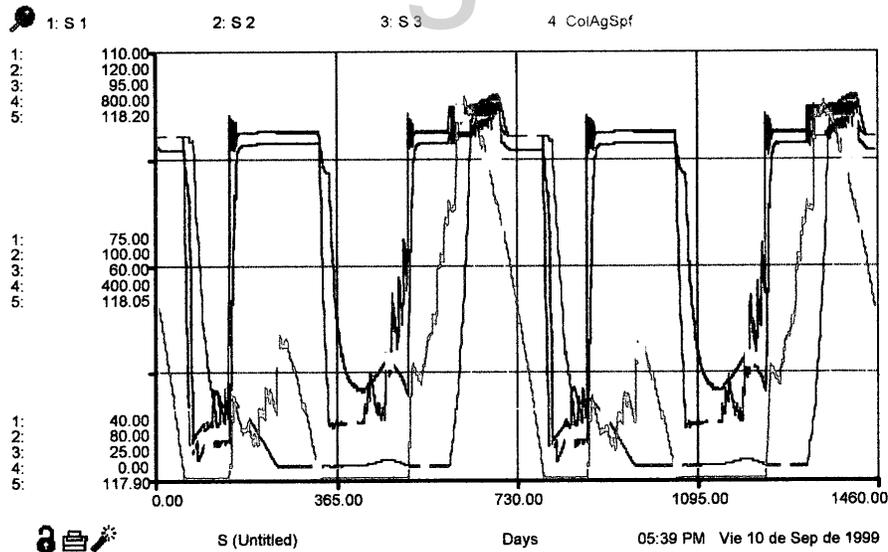
Sobre esta unidad, el principal efecto ocasionado por la construcción del sistema de diques ha sido el de interrumpir los aportes por escurrimiento superficial desde unidades "aguas arriba". Inicialmente tipificada como de "sabana hiperestacional", en condiciones no moduladas la napa de desborde del Q2 presenta un comportamiento bastante particular, como se observa en la Gráfica IX.14, en el que un ciclo seco, con un solo período productivo a lo largo de la época de lluvias y similar a lo que se esperaría para una sabana estacional, es sucedido por un ciclo anual muy húmedo, con valores de IDA cercanos a 2 durante la estación de lluvias y dos picos claros de productividad al inicio y al final de dicha estación, cuyo comportamiento se asemeja notablemente al de una sabana hiperestacional.

De manera similar, al final de la estación seca que ha sido precedida por un ciclo anual seco, ocurriría un evento de quema; al final de la estación seca que ha sido precedida por un ciclo húmedo, por el contrario, no habría fuego dado que el sistema no se secaría lo suficiente antes del inicio de la siguiente estación lluviosa. El que la biomasa no se queme y permezca sobre el suelo durante las lluvias ocasionaría, a su vez, una disminución de la precipitación efectiva y, en consecuencia, de la humedad del suelo durante ese ciclo. Como apreciamos antes, existe un ciclo de realimentación positiva entre la humedad del suelo en una celda y los aportes desde celdas adyacentes, dado que estos aportes, en el modelo, están mediados por la conductividad hidráulica de la

celda receptora; así, durante el año seco, a la disminución de la precipitación efectiva se le sumaría un decremento en los aportes laterales desde celdas adyacentes.



Gráfica IX.14. Comportamiento de algunas de las variables del sub – sistema vegetación en la unidad de napa de desborde del Q2, en un escenario no modulado. BiomA: mg/m²; PPN-A y Desc-A: mg/m²/d.



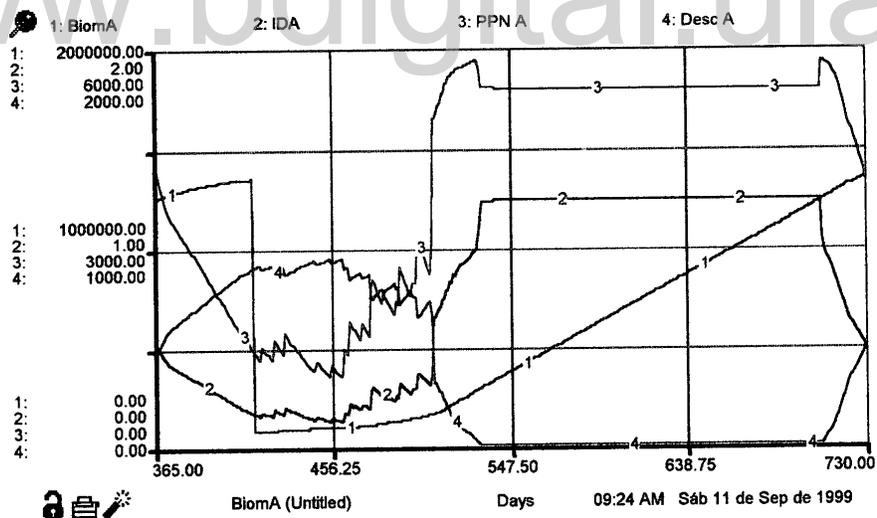
IX.15. Comportamiento del contenido de humedad (mm) de los compartimientos del suelo en la misma unidad, en un escenario no modulado.

Los balances de los dos años, el húmedo y el seco se presentan en la siguiente tabla.

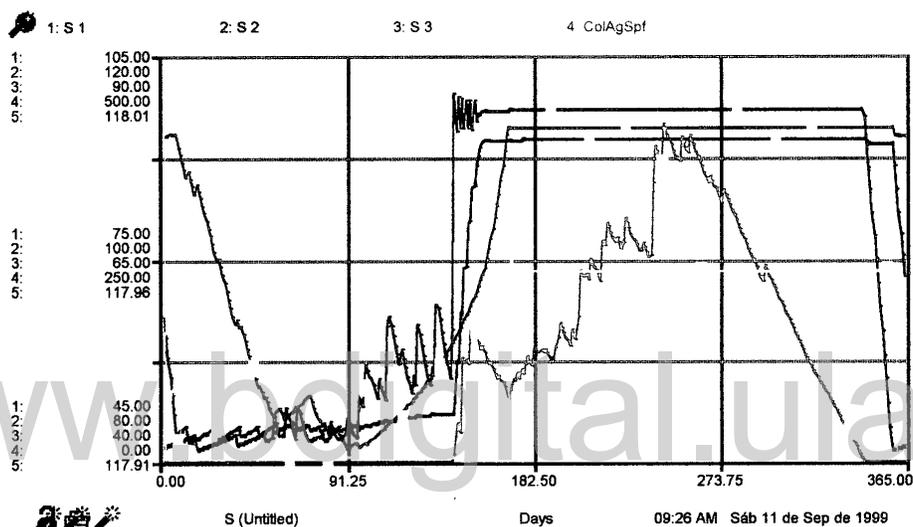
Entradas (mm)							
Año	PpEfectiva	DrmLat Interno	Escornt			TOTAL	
1 (Seco)	911	593	246			1750	
2 (Húmedo)	1483	604	1421			3508	
Salidas (mm)							
Año	Escornt	Ev ColAgSpf	Evap Suelo	Prcol	DrmLat Interno	Transpir.	TOTAL
1	245	52	0.2	3	382	1499	2182.2
2	1421	368	0	15	513	750	3067

Tabla IX.14. Balance hídrico de la unidad de napa de desborde del Q2 en un escenario no modulado.

En el escenario modulado aguas arriba el comportamiento del sistema pasa a asemejarse al de una sabana transicional entre estacional e hiperestacional, como se observa en la gráfica IX.16, cuyo ciclo, bajo regímenes idénticos de precipitaciones (como el que alimenta el modelo) se cumple enteramente en un año.



IX.16. Comportamiento de algunas variables del sub-sistema vegetación (BiomA: mg/m²; PPN-A y Desc-A: mg/m²/d) en un escenario modulado.



Gráfica IX.17. Comportamiento de la humedad en los reservorios del suelo (mm) a lo largo del ciclo anual, en un escenario modulado.

Entradas (mm)						
PpEfectiva	DrnLat Interno	Escornt				TOTAL
1386	880	0				2266
Salidas (mm)						
Escornt	DrnLat Interno	Evap Suelo	Ev ColAgSpf	Transpiración	Prcol	TOTAL
406	666	0.2	1	1180	10	2263.2

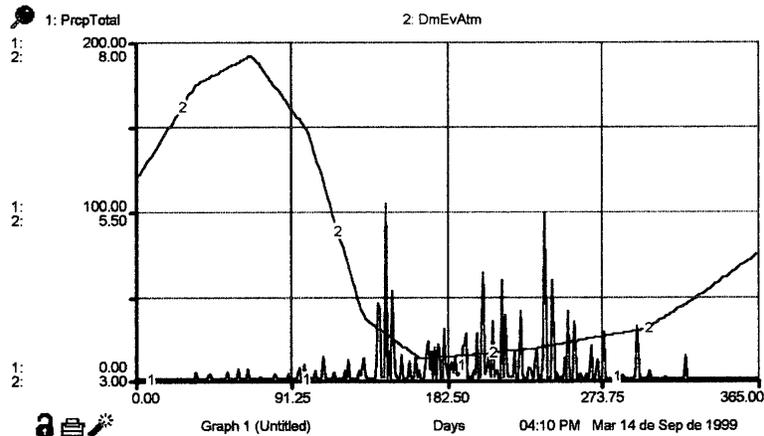
Tabla IX.15. Balance hídrico anual de una unidad de napa de desborde del Q2, en un escenario modulado aguas arriba.

X. DISCUSION DE RESULTADOS Y CONSIDERACIONES FINALES.

Todos los resultados arrojados por la simulación del modelo son producto de la imagen que se ha logrado, a lo largo de este trabajo, tanto de las unidades hidrológicamente homogéneas como de la interacción dinámica de los diferentes componentes que constituyen el modelo. No obstante, aún es difícil saber en qué medida estas interacciones y esta caracterización de unidades reflejan el comportamiento dinámico de los ecosistemas en el área de estudio y su heterogeneidad espacial.

El resultado obvio de las simulaciones es que la modulación ejerce un efecto contrapuesto sobre las unidades, dependiendo de si éstas se encuentran aguas arriba o aguas abajo con respecto al dique; en el primer caso, las unidades tienden a secarse y exhibir comportamientos de mayor deficiencia estacional que en el escenario no modulado; en el segundo caso, las unidades tienden a hacerse más húmedas, dándose algunos casos en los que se genera una estacionalidad plurianual (como sucedió con las unidades del Q1 de banco de brazo deltaico, napa de desborde y cubeta de desborde) en la que, a varios años de anegamiento permanente, sigue uno de estrés hídrico, quema y reinicio de todo el ciclo anterior. En el caso de la napa de desborde del Q2 el ciclo plurianual aparece bajo un escenario no modulado; es decir, sería intrínseco de este tipo de sistemas. Que exista una posible variabilidad interanual tan marcada en el comportamiento de una unidad, aún bajo un escenario en el que el régimen de precipitaciones y de demanda evaporativa (Gráfica X.1.) se mantiene constante año tras año¹, no deja de ser sorpresivo e insinúa que el comportamiento de las sabanas, tipificadas bajo el esquema desarrollado por Sarmiento (1984) como estacionales, hiperestacionales ó semiestacionales, puede ser tan diverso, en términos hidrológicos, que sobrepasaría este marco conceptual.

¹ Todos los años de la simulación fueron alimentados con información climática diaria (precipitación y evaporación en tina A) de la estación de Mantecal, de un mismo año (1996). Quisimos, en tanto probábamos las limitaciones del modelo, no sumar la variabilidad interanual del régimen climático a las tantas fuentes de variación de los resultados de la simulación; sin embargo, la inclusión de tal variabilidad y la evaluación, mediante el modelo, de su impacto en el comportamiento de los sistemas ecológicos es uno de los objetivos más urgentes.

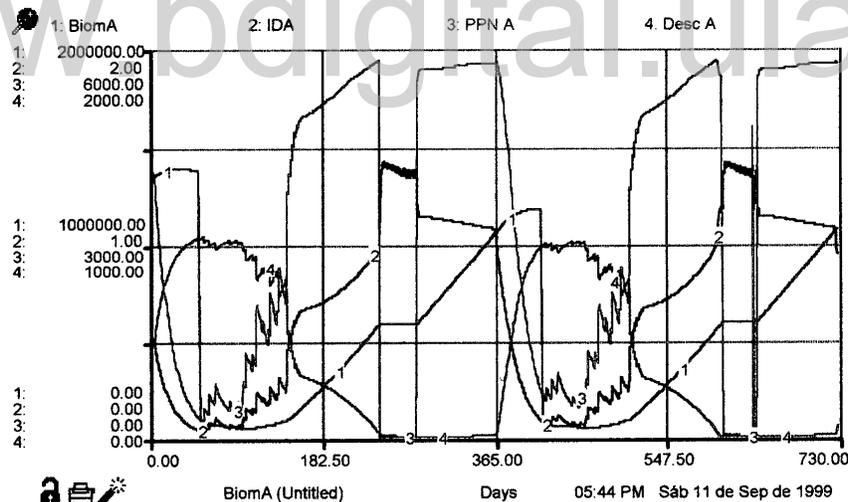


Gráfica X.I. Régimen de precipitaciones ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) y de demanda evaporativa de la atmósfera ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) bajo el cual se efectuaron las simulaciones. Corresponden al comportamiento de un año con un volumen de precipitación total anual cercano a la media de la estación; tomados de la estación de Mantecal, SINAIHME.

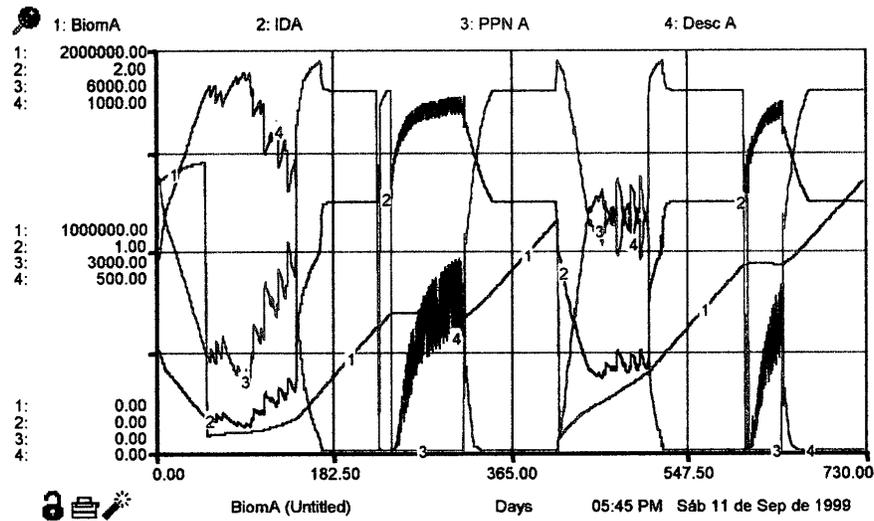
No obstante, el haber establecido que las entradas laterales a la celda, tanto por drenaje superficial como por drenaje interno, fuesen dependientes de las condiciones de humedad de la misma celda, esto con el fin de prescindir de información del espacio aledaño y presuponiendo que las celdas adyacentes poseen condiciones idénticas a las que exhibe la unidad simulada, establece un bucle de realimentación positivo cuyas consecuencias son difíciles de evaluar.

Si bien es razonable pensar que, al aumentar la humedad de la celda y, en consecuencia, aumentar la conductividad hidráulica de sus compartimientos en el sub – sistema suelo, existe un incremento en la velocidad de los influjos desde celdas vecinas, también es posible imaginar que el sistema encuentra un punto de inflexión en el que la velocidad y la magnitud de los aportes ya no dependen de la capacidad del medio receptor para recibirlos, sino del exceso de agua disponible en las celdas aledañas. Este último razonamiento no está reflejado en el modelo como se simuló para este trabajo, dado que aún no se han incluido ni el meta – modelo de dinámica horizontal ni las bases de datos espaciales que permiten incorporar la heterogeneidad ambiental del área de estudio; es decir, en el contexto de la simulación espacialmente explícita este problema, que es más una limitación metodológica que una deficiencia del modelo de dinámica vertical, estaría resuelto.

En cualquier caso, hemos avanzado en un experimento para tratar de estimar el error introducido por este bucle positivo de realimentación; suponemos que el exceso de agua del entorno de las celdas, disponible para ser transferido a éstas lateralmente, se correlaciona lineal y positivamente, a lo largo del tiempo, con el volumen de agua que recibe el sistema por precipitaciones. Con esta premisa construimos un factor de corrección, cuyo valor oscila entre cero (para los meses sin lluvias) y uno (para el mes de mayor precipitación), el cual multiplicamos por los valores de las entradas laterales potenciales; es decir, por el volumen de agua que entraría a la celda si tal influjo dependiera únicamente de la capacidad de ésta para recibir agua. Contrastamos los resultados observados de la simulación de una unidad de napa de desborde del Q1, en un escenario sin modular, introduciendo y eliminando el factor de corrección; los resultados se presentan a continuación:



Gráfica X.1. Resultados de la simulación de una unidad de napa de desborde del Q1 no modulada, introduciendo en el modelo el factor de corrección.



Gráfica X.2. Resultados de la simulación de la unidad anterior, eliminando el factor de corrección.

En los dos casos, la simulación arroja, claramente, el comportamiento de una sabana hiperestacional; sin embargo, es evidente que la introducción del factor de corrección describió una sabana menos húmeda. En todo caso, tampoco el factor de corrección que diseñamos de una manera tan intuitiva nos acerca necesariamente a la realidad, sobretodo en aquellas unidades que, por ocupar una posición deprimida en el gradiente topográfico, seguramente reciben aportes laterales, desde la cuenca de captación a la que pertenecen, por un tiempo que bien puede exceder en mucho a la estación de lluvias.

Pese a estas dudas, un resultado claro que arroja el modelo es la importancia del duri – pan en el comportamiento hidrológico de los ecosistemas del área de estudio; su presencia determina que el tercer compartimiento del suelo (40 – 60 cm) permanezca, aún a lo largo de la estación seca, con un contenido de humedad superior al punto de marchitez permanente, además de determinar pérdidas mínimas, en términos del balance global del sistema, por percolación. Igual y coherentemente con lo que se hipotetizó inicialmente, en la unidad de cubeta del Q1 apareció en el perfil una capa confinante (el segundo compartimiento con un K_s de $0.08m*d^{-1}$) bajo la cual el suelo permaneció muy cerca del punto de marchitez permanente, aún durante el pico de la inundación; el efecto

de esta capa arcillosa es notable aún en un escenario en el que la inundación se hace permanente bajo el influjo de la modulación aguas abajo.

Si consideramos que estos resultados preliminares reflejan medianamente bien la realidad, podría concluirse que, en general, todas las unidades simuladas tienen problemas de drenaje interno del suelo; en todas ellas, además, el porcentaje de partículas del grupo de los limos y de las arcillas resultó alto, incluso en las unidades de banco. Esto incidió decididamente en que ninguno de los comportamientos observados se acercara al esperado para una sabana estacional y todas las unidades, en mayor o menor grado y aún en escenarios no modulados, desarrollaran una columna de agua de espesor variable durante la estación húmeda. No obstante, es necesario reconocer que, al menos en el escenario no modulado, el presumir la igualdad de las entradas laterales con respecto a las salidas laterales pudo influir en ello; por ejemplo, resulta razonable pensar que en las posiciones topográficas más elevadas (de albardón, por ejemplo), los influjos laterales sean normalmente mucho menos abundantes que los eflujos laterales; en las posiciones de cubetas cabría esperar contrario. El asumir, entonces, que en una posición de banco o de albardón el volumen de entradas y salidas laterales es similar, bien pudo generar un "humedecimiento" ficticio de estas unidades.

En general, se observa que la consecuencia lógica de introducir una barrera a las salidas por escurrimiento superficial de las unidades con peores condiciones de drenaje, consecuencia que el modelo describe, es la de convertirlas en sistemas permanentemente inundados. Otro resultado interesante es que, si bien se podrían interpretar los módulos como un esfuerzo por convertir las sabanas hiperestacionales en semiestacionales, estas últimas más productivas en términos de biomasa vegetal, al parecer el efecto más notable de los diques sobre las sabanas hiperestacionales ha sido el de prolongar la duración de su estación perhúmeda, aumentar la altura máxima de la columna de agua y aún, convertirlas en humedales de ciclo largo.

Son importantes las correcciones que aún deben introducirse en el modelo de dinámica vertical para que, en lo posible, acerquen su comportamiento al comportamiento del sistema que pretende representar. Aceptando que el modelo refleja nuestro nivel de conocimiento sobre los ecosistemas, es necesario aceptar también que tal nivel es todavía deficiente, sobretudo en lo que a las sabanas semiestacionales respecta. Una de

tales correcciones es la de subdividir el compartimiento "Biomasa Aérea" en verde y necromasa, con el fin de hacer que actividades como la fotosíntesis y la descomposición aérea, así también la quema, se conviertan en funciones dependientes del tamaño de los compartimientos asociados, de manera similar a como ya dependen del Índice de Disponibilidad de Agua en el suelo (IDA).

El comportamiento simulado de los ecosistemas que se desarrollan sobre suelos arcillosos (unidades de cubeta) dista mucho de parecerse al que se presume para las sabanas semiestacionales; es probable que estos sistemas, de existir en el área de estudio, existan sobre sustratos menos arcillosos (el carácter arcilloso de los suelos de cubeta los hace muy proclives a alcanzar la sequía fisiológica a los pocos días de retirarse la inundación) y en posiciones topográficas deprimidas, que favorezcan los aportes laterales desde posiciones más elevadas al tiempo que dificultan las salidas. Podría pensarse que una sabana semiestacional, tal como se le imagina, es una sabana hiperestacional con un intervalo perhúmedo tan largo que hace que los picos productivos, al principio y al final de la inundación, se acerquen en el tiempo hasta tocarse.

BIBLIOGRAFIA

- ACEVEDO, D. 1988. *Economía hídrica en dos agroecosistemas tropicales: Una pastura permanente y un cultivo de maíz*. Trabajo de grado. Universidad de los Andes, Facultad de Ciencias, Grupo de Ecología Vegetal. Mérida, Venezuela.
- ACEVEDO, D. & G. SARMIENTO. 1990. Intercepción de la lluvia, escurrimiento superficial y drenaje profundo en una pastura tropical y un cultivo de maíz en Barinas, Venezuela. *Ecotrópicos* 3 (1): 12 – 32.
- ADAMS J.M. & FAURE, H. (Eds). 1997. Quaternary Environmental Network, Review and Atlas of Palaeovegetation: Preliminary land ecosystem maps of the world since the Last Glacial Maximum. Oak Ridge National Laboratory, TN, USA. <http://www.esd.ornl.gov/em/gen/adams1.html>
- AHUJA, L. R., J. W. NANEY & R. D. WILLIAMS. 1986. Estimating soil water characteristic from simpler properties or limited data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 1100 – 1105.
- AHUJA, L. R., R. R. BRUCE, D. K. CASSEL & W. J. RAWLS. 1988. Simpler field measurement and estimation of soil hydraulic properties and their spatial variability for modeling. In: *Proc. Modeling Agricultural Forest and Rangeland Hydrology*. Publication 07-88 ASAE. Saint Joseph, MI.
- BARUCH, Z., M. M. LUDLOW & R. DAVIS (1985) Photosynthetic responses of native and introduced C4 grasses from Venezuelan savannas. *Oecología* 67: 388 – 393.
- BASTARDO, H. 1981. Actividad microbiana durante la descomposición de gramíneas tropicales en sabanas inundables. *Acta biológica venezolana* 11(2): 149 – 168.
- BENDE – MICHL, U. 1997. Delineation of chemical hydrological response units (CHRUs) within a GIS for hydrochemical modeling in the mesoscale Broel catchment in Germany. Department of Geography, University of Jena. http://www.sbg.ac/geo/idrisi/GIS_Environmental_modeling/sf_papers/bende-m
- BERROTERAN, J. L., J. R. PAREDES & J. BIASINO. 1982. caracterización de los factores formadores y su relación con los grandes grupos de suelo de la llanura aluvial

de desborde del río Apure, en el distrito Arismendi (estado Barinas). *Acta Biológica Venezolana*. 11(3): 239 – 268.

BOURLIERE, F. & M. HADLEY. 1983. Present day savannas: An overview. In: BOURLIERE, F. (Ed.) *Ecosystems of the world 13: Tropical savannas*. Elsevier Scientific Publishing Co. Amsterdam, Netherlands.

BROOKS, R. J. & A. T. COREY. 1968. Hydraulic properties of porous media. Hydrology paper 3. Colorado State University, Fort Collins, CO.

BULLA, L.; R. MIRANDA & J. PACHECO. 1980a. Producción, descomposición y flujo de materia orgánica y diversidad en una sabana de banco del módulo experimental de Mantecal (Estado Apure, Venezuela). *Acta científica venezolana* 31: 331 – 338.

----. 1980b. Ciclo estacional de la biomasa verde, muerta y raíces en una sabana inundada de estero en Mantecal (Estado Apure, Venezuela). *Acta Científica Venezolana* 31: 339 – 344.

CASTI, J. 1997. *Reality rules*. Wiley Interscience. New York, U.S.A.

CAVELIER, J. 1986. Relaciones hídricas y de nutrientes en bosques enanos nublados tropicales. Tesis MSc. Universidad de los Andes, CIELAT. Mérida, Venezuela.

CIDIAT. 1973. Simulación hidrológica de la Cuenca del Alto Apure. CIDIAT, Mérida, Venezuela.

CLARKE, R.T. 1986/87. The interception process in tropical rain forest: A literature review and critique. *Acta Amazónica* 16/17 (No. Único): 225 – 237.

CLEMENS, R. G. & J. A. COLON. 1975. The rainfall interception process and mineral cycling in a montane rain forest in eastern Puerto Rico. In: Howell, F.G., J. B. Gentry & M. H. Smith *Mineral cycling in Southeastern Ecosystems*. US Energy Research and Development Administration. Washington D.C.

CONSTANZA, R.; F. SKLAR & M. WHITE. 1990. Modeling coastal landscape dynamics. *Bioscience* 40 (2): 91 – 107.

CONSTANZA, R.; T. MAXWELL & R. VILLA. 1997. Spatio Temporal Modelling Page. <http://kibir.cbl.umces.edu/SME3/SmodF.html>

- CONSTANZA, R. & T. MAXWELL. 1991. Spatial ecosystem modeling using parallel processors. *Ecological Modeling* 58: 159 – 183.
- COPLANARH. 1973. Metodología para el inventario nacional de tierras. Ministerio del Ambiente y los Recursos Naturales Renovables. Caracas, Venezuela.
- CUSTODIO E., & M. R. LILAMAS. 1981. *Hidrología subterránea*: Tomo 1. Ediciones Omega. Barcelona, España.
- DAE. 1998. Soil water retention. University of Illinois, Department of Agricultural Engineering. <http://www.age.uiuc.edu/age357/l1a1.html>
- DE ANGELIS, D.; L. J. GROSS; M. A. HUSTON; W. F. WOLFF; D. M. FLEMING; E. J. COMISKEY & S. M. SYLVESTER. 1998. Landscape modeling for everglades ecosystem restoration. *Ecosystems* 1 (1): 64 – 75.
- DUAN, J. 1995. CLAWS: Basic concepts. <http://www.hydromodel.com/duan/claws>
- DUNIN, F. X. 1991. Extrapolation of point measurements of evaporation: some issues of scale. *Vegetatio* 91: 39 – 47.
- ECOSA. 1980. *Estudio agrológico de gran visión: Estado Apure*. Informe General. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables. Caracas, Venezuela.
- EGBUNIWE, N. 1981. Applicability of different models to Nigerian Watersheds. In: RUSELL. *Tropical Agricultural Hydrology*. John Wiley and Sons Ltd. London, Great Britain.
- ELLIOT, M. B. 1997. The late quaternary vegetational and climatic history of far northern New Zealand. PhD Thesis. Soil Science Department, Massey University. <http://www.ucmp.berkeley.edu/quaternary/ple.html>
- ENGEL, B. 1996. Hydrology models in GRASS. <http://soils.ecn.purdue.edu:80/~aggrass/models/hydrology.html>
- FAO. 1964. Reconocimiento edafológico de los Llanos Orientales: Colombia. Informe General. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo y Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma, Italia.

- FEO CODECIDO, G. 1972. Contribución a la estratigrafía de la cuenca Barinas – Apure. IV Congreso Geológico Venezolano, Memorias. Caracas, Venezuela.
- FITZ, H. C., E. B. DEBELLEVUE, R. CONSTANZA, R. BOUMANS, T. MAXWELL, L. WAINGER, & F. H. SKLAR. 1988. Development of a general ecosystem model for a range of scales and ecosystems. *Ecological Modelling* 88 (1/3): 263 – 295.
- FITZ PATRICK, E.A. 1974. An introduction to soil science. Oliver Boyd Editor. San Francisco, U.S.A.
- FLAKENSTEIN, J. 1998. Using GIS to derive velocity fields and travel times to route excess rainfall in a small scale watershed. LAWR – Hidrology, University of California, Davis. [http://ansa.ucdavis.edu/ABTI81/s98proj\(\)/Jflecken/index.html](http://ansa.ucdavis.edu/ABTI81/s98proj()/Jflecken/index.html)
- FRANKEN, W.; R. P. LEOPOLDO; E. MATSUI & M. N. GOES RIBEIRO. 1992. Estudo da interceptação d'água chuva em cobertura forestal amazônica do tipo terra firme. *Acta Amazônica* 12 (2): 327 – 331.
- GOLDSTEIN, G. & G. SARMIENTO. 1987. Water relations of trees and grasses and their consequences for the structure of savanna vegetation. In: B. H. Walker (Ed). *Determinants of tropical savannas*. IRL Press. Oxford, England.
- GONZALEZ DE JUANA, C.; J. M. ITURRALDE & X. PICARD. 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Tomo II. Ediciones Foninves. Caracas, Venezuela.
- GORHAM, E.; P. M. VITOUSEK & W. A. REINERS. 1979. The regulation of chemical budgets over the course of terrestrial ecosystem succession. *Ann. Rev. Ecol. Syst.* 10: 53 – 84.
- GRANT, R. F. & D. BALDOUCCHI. 1992. Energy transfer over crop canopies: simulation and experimental verification. *Agricultural and Forest Meteorology* 61 (1 – 2): 129 – 149.
- GRANT, W.; E. K. PEDERSEN & S. L. MARIN. 1997. Ecology and natural resource management: Systems analysis and simulation. John Wiley and Sons, Eds. New York, U.S.A.

- GUPTA, S. C. & W. E. LARSON. 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resources Research*, 15: 1633 – 1635.
- HALL, C. & J. DAY (Eds). 1977. *Ecosystem modeling in theory and practice: an introduction with case histories*. Wiley Interscience. New York, U.S.A.
- HANAGARTH, W. 1993. *Acerca de la geoecología de las sabanas inundables del Beni en el noreste de Bolivia*. Instituto de Ecología, Comité de Redacción. La Paz, Bolivia.
- HEUVELDORP, J. 1979. The international Amazon MAB rainforest ecosystem pilot project at San Carlos de Rio Negro: Micrometeorological studies. In: Adisomaerto, S. & E. F. Brunig (eds) *Transactions of the second international MAB – IURO workshop on tropical rainforest ecosystems research*. Hamburg – Reinbek Special Report 2. Hamburg, GR.
- HIBERT, A. R. & C. A. TROENDLE. 1987. Streamflow generation by variable source area. In: SWANK, W. T. & D. A. CROSSLEY. *Forest hydrology and ecology at Coweeta*. Ecological studies 66. Springer Verlag. New York, U.S.A.
- HILLEL, D. 1971. *Soil and water: Physical principles and processes*. Academic Press. New York, U.S.A.
- . 1998. *Environmental Soil Physics*. Academic Press. San Diego, U.S.A.
- HOLLING, C. S. 1978. *Adaptive environmental assessment and management*. John Wiley and Sons. New York, U.S.A.
- HPS. 1997. *Getting started with the STELLA software: A hands on experience*. High Performance Systems Inc. Hanover, U.S.A.
- HUNT, B. G. 1991. The simulation and prediction of drought. *Vegetatio* 91 (1 – 2): 89 – 104.
- ISHIDA, A.; Y. YAMAMURA & Y. HORI. 1992. Roles of leaf water potential and soil to leaf hydraulic conductance in water use by understory woody plants. *Ecological Research* 7(3): 213 – 223.

- JEFFERS, J. N. R. 1978. An introduction to systems analysis: with ecological applications. Edward Arnold Ed. London, England.
- JELINSKI, D. & J. WU. 1996. The modifiable areal unit problem and implications for landscape ecology. *Landscape Ecology* 11 (3): 129 – 140.
- JELTSCH, F., S. J. MILTON, W. R. J. DEAN & N. VAN ROOYEN. 1997. Analysing shrub encroachment in the southern Kalahari: a grid – based modeling approach. *Journal of Applied Ecology*. 34: 1497 – 1508.
- JICA. 1993. Comprehensive improvement of the Apure River Basin: Final Report. Japan International Cooperation Agency – MARNR. Caracas, Venezuela.
- JØRGENSEN, S. E. 1988. Fundamentals of ecological modelling. Elsevier Publishing. Amsterdam, The Netherlands.
- KARSENBERG, D. 1997. PCRaster: Environmental models and GIS. <http://www.frw.ruu.nl/pcraster.html>.
- KATUL, G. G. & M. B. PARLANGE. 1992. A Penman – Brusaert model for wet surface evaporation. *Water Resources Research* 28 (1): 121 – 126.
- KELLIHER, F. M.; B. KOESTNER; D. HOLLINGER; J. BYERS; J. HUNT; T. KCSEVENY; R. MESERTH; P. WEIR & E. D. SCHULZE. 1992. Evaporation xylem sap flow and tree transpiration in a New Zealand broad leaved forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 62(1 – 2): 53 – 73.
- KERN, J. S. 1995. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Science Society of America Journal* 59: 1134 – 1141.
- KOSLOWSKI, F. M.; P. J. KRAMER & S. G. PALLARDY. 1991. The physiological ecology of woody plants. Academic Press. San Diego, U.S.A.
- LAL, R. & E. W. FITZ, H. C., R. CONSTANZA & E. REYES. 1993. *The Everglades landscape model: Summary report of task 2, Model Development*. Institute for Ecological Economics, Center for Environmental and Estuarine Studies, University of Maryland System. Solomons, M.D.
- LARCHER, W. 1995. Physiological plant ecology. 3rd Edition. Springer Verlag. Berlin, Germany.

- LIETH, H. 1975. Modelling the primary productivity of the world. In: LIETH, H. & R. WITTAKER. Primary productivity of the biosphere. Springer Verlag. New York, U.S.A.
- LOPEZ, D. 1995. Balance de elementos en una sabana inundada. Mantecal, Estado Apure, Venezuela. Acta Biológica Venezolana 15(3 – 4): 55 – 88.
- LU, M.; T. KOIKE & N. HAYAKAWA. 1996. A distributed hydrological modeling system linking GIS and hydrological models. <http://lmj.nagaokaut.ac.jp/~lu/publ/96HGIS/96HGIS.html>.
- MALAGON, D. & G. OCHOA. 1980. *Caracterización mineralógica, micromorfológica y de génesis de suelos en las planicies cuaternarias de la región sur de San Fernando de Apure, Edo. Apure, Venezuela*. CIDIAT. Mérida, Venezuela.
- MALAGON, D. (Dir). 1995. *Suelos de Colombia*. IGAC, Subdirección de Agrología. Santafé de Bogotá, Colombia.
- MANDELBROT, B. 1987. *Los objetos fractales: forma, azar y dimensión*. Colección Metatemas, Tusquets editores S.A. Barcelona, España.
- MARGALEF, R. 1978. *Perspectivas de la teoría ecológica*. Editorial Blume. Barcelona, España.
- 1991. *Ecología*. Ediciones Omega. Barcelona, España.
- MARNR. 1978. *Módulos de Apure*. Boletín informativo. Dirección de Infraestructura, MARNR. Caracas, Venezuela.
- MARTINEZ, S. & REQUENA, A. 1986 a. *Dinámica de Sistemas: Simulación por ordenador*. Alianza Editorial. Madrid, España.
- 1986 b. *Dinámica de sistemas: Modelos*. Alianza Editorial. Madrid, España.
- MAXWELL, T. & R. CONSTANZA. 1995. Distributed modular spatial ecosystem modelling. International journal of Computer Simulation: special issue on advanced simulation methodologies 5(3): 247 – 262.
- MCNAUGHTON, K. G. & P. G. JARVIS. 1983. Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: Kozlowski T. T. (ed) *Water deficits and plant growth*, Vol 7. Academic Press, New York, U.S.A. pp. 1 – 47.

- MEDINA, E. 1977. *Introducción a la ecofisiología vegetal*. Organización de Estados Americanos OEA. Washington, U.S.A.
- METHERELL, A., L. HARDING, C. V. COLE & W. J. PARTON. 1988. *CENTURY, soil organic matter model environment: Technical documentation*. Technical Report No. 4, Agroecosystem version 4.0. Great Plains System Research Unit, USDA – ARS. Fort Collins, CO.
- MITAS, L.; H. MITASOVA; W. M. BROWN & M. ASTLEY. 1996. Interacting fields approach for envolving spatial phenomena: application to erosion simulation for optimized land use. <http://www.cecer.army.mil/grass/viz/SF.final/mitas.html>
- MOGOLLON, L. F. & J. A. COMERMA. 1995. *Suelos de Venezuela*. PALMAVEN, S. A. Caracas, Venezuela.
- MONSTERIO, M. & G. SARMIENTO. 1976. Phenological strategies of plant species in the tropical savanna and the semi – deciduous forest of the Venezuelan Llanos. *Journal of Biogeography*. 3: 325 – 356.
- MONTGOMERY, R. F. & G. P. ASKEW. 1983. Soils of tropical savannas. In: Bourlière, F. (Ed.) *Ecosystems of the world: Tropical savannas*. Elsevier scientific publishing company. New York, U.S.A.
- MORRIS, E. M. 1981. Models of surface water flow. In: LAL, R. & E. W. RUSSELL. *Tropical Agricultural Hydrology*. John Wiley and Sons ltd. London, Great Britain.
- MUALEM, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12 (3): 513 – 522.
- NELSON, R. 1998. Soil texture triangle: hydraulic properties calculator. <http://www.bsyse.wsu.edu/~saxton/grphtext/soilwatr.html>
- NIX, H. A. 1983. Climate of tropical savannas. In: BOURLIERE, F. (Ed) *Ecosystems of the world: Tropical Savannas*. Elsevier Publishing Co. New York, U.S.A.
- NYE, P. H. 1961. Organic matter and nutrient cycles under moist tropical forest. *Plant and Soil* 13 (4): 333 – 345.
- OBEYSERA, J. & K. RUTCHEY. 1997. Selection of scale for Everglades landscape models. *Landscape Ecology* 12 (1): 7 – 18.

- ODUM, E. P. 1969. The strategy of ecosystem development. *Science* 164: 262 – 270.
- OPENSHAW, S. & P. J. TAYLOR. 1979. A million or so correlation coefficients: three experiments on the modifiable areal unit problem. In: N. WRINGLEY (Editor) *Statistical applications in the spatial sciences*. Pion Publishing. London, England.
- ORESQUES, N.; K. SHRADER & K. BELITZ. 1994. Verification, validation and confirmation of numerical models in earth sciences. *Science* 263: 641 – 646.
- PAGELS, H. 1991. *Los sueños de la razón*. Editorial Gedisa, colección Metatemas. Barcelona, España.
- PENMAN, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London. Ser. A.*, 193: 120 – 146.
- PEREIRA DA SILVA, M. (En prep.) Producción primaria de la sabana hiperestacional bajo diferentes intensidades de pastoreo. PhD. Tesis. CIELAT, Universidad de los Andes. Mérida, Venezuela.
- PHILLIPS, J.V., AND T. I. INGERSOLL. 1997. Comparison of verified roughness coefficients for gravel-bed stream in central Arizona with other areas of the western United States in Floodplain. In: *Management in a Multi-faceted World, Proceedings of Twenty-first Annual Conference of the Association State Floodplain Managers*, April 28-May 2, 1997, Little Rock, Arkansas, p. 154-158.
- PIJANOWSKI, B. C.; P. L. MACHEMER; S. H. GAGE & D. T. LONG. 1996. A spatially explicit land use change model: I. Conceptual and analytical framework. <http://www.ent.msu.edu/esal/itm/docs/lucm1.html>.
- RAWLS, W. J. 1982. Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. *Soil Science*, 135 (2): 123 – 125.
- RAWLS, W. J. & D. L. BRAKENSIEK. 1982. Estimating soil water retention from soil properties. *Trans ASAE* 25: 1316 – 1320.
- RAWLS, W., L. R. AHUJA & D. L. BRAKENSIEK. 1992. *Estimating soil hydraulic properties from soils data*. In: M. Th. Van Genuchten & F. Leji (Eds) Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. University of California. Riverside, CA. Pp. 329 – 340.

- RIEHL, H. 1977. Venezuelan rain systems and the general circulation of the summer tropics I: Rain Systems. *Monthly Weather Review* 105(Nov): 1402 – 1420.
- ROBERTSON, G. P.; K. M. KLINGENSMITH, M. J. KLUG, E. A. PAUL, J. C. CRUM & B. G. ELLIS. 1997. KBS LTER site data catalog: spatial variability of soil bulk density and texture. http://lter.kbs.msu.edu/SpatialVar/1003_spatial_texture.html
- RYKIEL, E. J. 1996. Testing ecological models: the meaning of validation. *Ecological modelling* 90: 229 – 244.
- SARMIENTO, G. 1983. The savannas of tropical América. In: BOURLIÈRE, F. (Ed.) *Ecosystems of the world 13: Tropical savannas*. Elsevier Scientific Publishing Co. Amsterdam, Netherlands.
- . 1984. *The ecology of neotropical savannas*. Harvard University Press. Cambridge, MA.
- . 1986. *Los ecosistemas y la ecósfera*. Editorial Blume. Barcelona, España.
- . 1986b. Ecological features of climate in high tropical mountains. In: VUILLEUMIER, F. & M. MONASTERIO. *High altitudes tropical biogeography*. Oxford University Press. Oxford, England.
- . 1990. Ecología comparada de ecosistemas de sabana en América del Sur. En: Sarmiento, G (Comp). *Las sabanas americanas: Aspectos de su biogeografía, ecología y utilización*. Fondo Editorial Acta Científica Venezolana. Mérida, Venezuela.
- . 1996. Aspectos de la Biodiversidad en las sabanas tropicales de Venezuela. En: SARMIENTO G. (Ed). *Biodiversidad y funcionamiento de pastizales y sabanas en América Latina*. CYTED – CIELAT. Mérida, Venezuela.
- . (En preparación) *La transformación de los ecosistemas en América Latina: Contexto histórico y socioeconómico*.
- SARMIENTO, G. & M. MONASTERIO. 1983. Life forms and Phenology. In: BOURLIÈRE, F. (Ed.) *Ecosystems of the world 13: Tropical savannas*. Elsevier Scientific Publishing Co. Amsterdam, Netherlands.

- SAXTON, K. E., W. J. RAWLS, J. S. ROMBERGER & R. I. PAPENDICK. 1986. Estimating generalized soil water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 50 (4): 1031 – 1036.
- SCHARGEL, G. & J. GONZALEZ. 1972. *Estudio agrológico preliminar, sectores de Bruzual y Mantecal, Estado Apure*. Ministerio de Obras Públicas. Caracas, Venezuela.
- SHUGART, H. 1998. *Terrestrial ecosystems in changing environments*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom.
- SHUTTLEWORTH, W. J. 1979. *Evaporation*. Institute of Hydrology. IH Report (56).
- SLACK, D. C. & C. L. LARSON. 1981. Modelling infiltration: the key process in water management, runoff and erosion. In: LAL, R. & E. W. RUSSELL. *Tropical Agricultural Hydrology*. John Wiley and Sons Ltd. London, Great Britain.
- SLATER, A. 1996. Trends of Evaporation: Bare soil energy fluxes. <http://www.cic.mq.edu.au/pilps~rice/publications/soilm/node33.html>
- SLAVICH, P. G., T. J. HATTON & W. R. DAWES. 1998. *The canopy growth and transpiration model of WAVES: Technical description and evaluation*. Technical Report, No. 3/98. CSIRO Land and Water. Canberra, Australia.
- SPIEGEL, M. 1988. *Estadística*. Ed. Mc Graw Hill. Méjico D.F., Méjico.
- STEWART, D. J. 1995. Spatially explicit modeling: the art and the science. <http://bachman.ecology.uga.edu/~dstewart/ecoweb>.
- STRAHLER, A. 1973. *Environmental geoscience*. John Wiley and Sons. New York, U.S.A.
- SWARBRICK, G. E. 1998. Shrink – swell prediction using the water balance method. University of New South Wales, Australia. <http://www.civeng.unsw.edu.au/staff/Swarbrick.G/YoungGeotech/YoungG...ch.94html>
- TEJOS, R., R. SCHARGEL & F. BERRADE. 1990. Características y perspectivas de utilización de sabanas inundables neotropicales. En: Sarmiento, G. (Comp.) *Las sabanas americanas: Aspectos de su biogeografía, ecología y utilización*. Fondo Editorial Acta Científica Venezolana. Mérida, Venezuela.

- TRICART, J. & A. MILLIES LACROIX. 1962. Les terrasses quaternaries des Andes Vénézuéliennes. Bull. Soc. Géol. De France. 7e Série, Tome IV: 201 – 218.
- TURNER, M. G. 1987. Spatial simulation of landscape changes in Georgia: A comparison of 3 transition models. *Landscape Ecology* 1 (4): 29 – 36.
- TURNER, M. G. 1989. Landscape changes in nine rural counties in Georgia. *Photogrammetric engineering and remote sensing* 56 (3): 379 – 386.
- USTIN, S., W. W. WALLENDER, L. COSTICK, R. LOBATO, J. PINZON & Q. XIAO. 1996. Modeling terrestrial and aquatic ecosystem responses to hydrologic regime in a California Watershed. *Sierra Nevada Ecosystem Project: Final report*. Vol III. University of California, Center for water and wildland resources. Davis, CA.
- VAN GENUCHTEN M. Th. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 44: 892 – 898.
- VAN GENUCHTEN M. Th. & F. LEJI. 1992. On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. In: M. Th. Van Genuchten & F. Leji (Eds) *Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*. University of California. Riverside, CA. Pp. 1 – 14.
- VEREECKEN, H., J. MAES, J. FEYEN & P. DARIUS. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science* 148 (6): 389 – 403.
- VILLA, R. 1997. Guide to the spatial modelling environment graphical user interface. <http://kabir.cbl.umces.edu/SME3/src/GUI>.
- VISSER, W. C. 1968. An empirical expression for the desorption curve. In: P. E. Rijtema & H. Wassink (eds). *Water in the unsaturated zone*. Proc. Wageningen Symposium, Vol I. IASH/IAHS, UNESCO. Paris, France.
- VON BERTALANFFY, L. 1968. *General systems theory: foundations, development and applications*. George Braziller, eds. New York, U.S.A.
- WEBSTER, J. R. 1979. Hierarchical organization of ecosystems. In: HALFOM, E. (Editor) *Theoretical systems ecology: advances and case studies*. Academic Press Inc. New York, U.S.A.

- WILSON, J. P. 1988. GIS – Based land surface / subsurface modeling: New potential for new models?. Scientific Report 59717 – 0348. Geographic Information and Analysis Center, Department of Earth Sciences. Montana State University. Bozeman, MT.
- XIAO, Q. F., S. L. USTIN, W. W. WALLENDER. 1995. A spatial and temporal continuous surface subsurface hydrologic model. <http://cstars.ucdavis.edu/papers/sustin/s&thymodel/paper.html>
- XIAO, X., J. M. MELILLO, D. W. KRCKLIGHTER, A. D. MCGUIRE, R. G. PRINN & CH. WANG, P. H. STONE & A. P. SOKOLOV. 1997. Transient climate change and net ecosystem production of the terrestrial biosphere. Joint Program on the Science and Policy of Global Change, MIT, Report No. 28. Cambridge, MA.
- YOUNG, D. R. & P. S. NOBEL. 1986. Predictions of soil water potentials in the north western sonoran desert. *Journal of Ecology* 74: 143 – 154.
- ZINCK, A. 1980. *Valles de Venezuela*. Cuadernos de Lagoven, Serie el Hombre y su Ambiente. LAGOVEN. Caracas, Venezuela.
- . 1982. *Ríos de Venezuela*. Cuadernos de Lagoven, Serie el Hombre y su Ambiente. LAGOVEN. Caracas, Venezuela.

www.bdigital.ula.ve