



MODELO HIDROLOGICO DEL AREA IRRIGADA  
AGUAS ARRIBA DE LA REPRESA LA  
PALOMA EN LA HOYA DEL RIO  
LIMARI, CHILE

Utah Water Research Laboratory  
Utah State University  
Logan, Utah



Eduardo Ramirez G.  
ENERO-72

TABLE OF CONTENTS

Chapter		Page
I	INTRODUCCION . . . . .	1
	Aspectos generales . . . . .	1
	Proposito del estudio . . . . .	1
	Objetivos . . . . .	1
	Procedimiento. . . . .	2
	Discusion . . . . .	2
II	CUENCA DEL RIO LIMARI . . . . .	3
	Descripcion del area en estudio . . . . .	3
	Climatologia . . . . .	3
	Lluvia . . . . .	3
	Nieve . . . . .	5
	Temperatura . . . . .	5
	Viento . . . . .	5
	Luz solar . . . . .	5
	Duracion del riego estacional . . . . .	5
	Hidrologia . . . . .	5
	Infiltracion . . . . .	6
	Descripciones de suelos . . . . .	6
	Uso de la tierra . . . . .	6
III	MODELO HIDROLOGICO . . . . .	7
	Formulacion de un modelo hidrológico . . . . .	7
	Requerimientos del modelo . . . . .	7
	El modelo conceptual . . . . .	7
	El balance hidrológico . . . . .	9
	Incrementos en tiempo y espacio . . . . .	9
	Procesos del sistema . . . . .	10
	Flujo de entrada superficial . . . . .	10
	Flujo sub-superficial . . . . .	12
	Flujo subterráneo de entrada . . . . .	12
	Flujo total de entrada . . . . .	13
	Precipitacion . . . . .	13
	Temperatura . . . . .	13
	Diversiones con canales . . . . .	14
	Humedad disponible en el suelo . . . . .	15
	Fuentes de agua disponibles . . . . .	15
	Cantidades disponibles de humedad en el suelo . . . . .	15
	Infiltracion . . . . .	16
	Evapotranspiracion . . . . .	16
	Efectos de la humedad del suelo en la evapotranspiracion . . . . .	17
	Efectos de la pendiente y elevacion sobre la evapotranspiracion . . . . .	18
	Percolacion profunda . . . . .	18
	Flujo de salida del rio . . . . .	19
IV	EL MODELO EN COMPUTADORA Y PROCESO DE VERIFICACION . . . . .	21
	Introduccion . . . . .	21
	Proceso de verificacion . . . . .	21
	Estructura del programa de control . . . . .	23

TABLE OF CONTENTS (Continued)

Chapter	Page
V	
APLICACION DEL MODELO HIDROLOGICO A LA CUENCA DEL RIO LIMARI . . . . .	25
Verificacion . . . . .	25
Analisis de la sensibilidad . . . . .	25
APENDICE A . . . . .	31

Modelo Hidrológico del Área Irrigada Aguas Arriba de la  
Represa La Paloma en la Hoya del Río Limari, Chile

CHAPTER I

INTRODUCCION

Aspectos generales

De toda la precipitación que cae en las diversas partes del mundo, un promedio de 85% retorna directamente a la atmósfera a través de evaporación y uso por la vegetación. El 15% remanente se mueve desde las partes altas de las cuencas, en forma de escorrentía superficial y viene a ser accesible en los valles para ser utilizado por el hombre en irrigación, recreación, industria y muchos otros requerimientos. El rápido desarrollo de estos requerimientos en los últimos años ha llevado a un aumento en la necesidad de utilizar recursos de agua adicionales.

Planes grandiosos y costosos son a menudo sugeridos para suplementar los recursos de agua existentes. La enormidad de los aspectos de ingeniería, sociales y legales necesarios para implementar dichos planes, usualmente translada su realización hacia un futuro distante. Si embargo la necesidad por recursos de agua adicionales es inmediata y refusa a desaparecer aun cuando se la ignore. Métodos alternativos deben entonces ser encontrados con el fin de satisfacer o apaciguar los requerimientos en un futuro inmediato.

Los métodos alternativos para suplementar los recursos de agua deben ser de aplicación casi inmediata relativamente baratos y efectivos. Algunos de los métodos propuestos para llenar las necesidades inmediatas son: explotación de aguas subterráneas en cantidades mayores que la recarga natural, uso combinado de aguas subterráneas y superficiales y el uso más eficiente de las existencias actuales. El trabajo descrito en este informe se concentra, se concentra en éste último método.

El uso eficiente del agua en un sistema dinámico, implica que éste sea descrito con suficiente precisión para predecir cuantitativamente

disminuciones en la cantidad de agua del sistema. El próximo paso es una alteración realista de parámetros y usos para determinar configuraciones en dicho sistema que producirían mayores beneficios y/o disminución en la cantidad de agua usada. El último resultado de este método es determinar la configuración del sistema que maximiza los beneficios por unidad de recurso de agua consumido. El uso del agua incluye: uso consumptivo y la adición de elementos indeseables a ella. Este informe siembargo trata sobre hidrología y uso consumptivo de el agua dentro de una parte de la hoya del río Limari, de aquí que es referido como la cuenca del río Limari.

La simulación de sistemas es una herramienta empleada corrientemente por muchos investigadores para incrementar la definición de sistemas dinámicos. Como los sistemas hidrológicos como el del río Limari son ciertamente dinámicos, el uso de un modelo es empleado para incrementar el conocimiento en la definición del sistema. Los procesos dentro del modelo están vinculados por el principio de continuidad de masa, el cual requiere un balance hidrológico en todos los puntos. La computadora es esencial para la solución de ecuaciones diferenciales dependiendo sobre tiempo, que tiene el modelo y para la selección de los coeficientes requeridos durante la calibración y chequeo.

Propósito del estudio

El propósito de este estudio es la descripción de la hidrología de la cuenca del río Limari y demostrar la posibilidad de incrementar la eficiencia en el uso del agua, mediante la selección de alternativas adecuadas en el manejo.

Objetivos

Los objetivos de este proyecto fueron:

1. Simular el sistema hidrológico de la cuenca del río Limari.
2. Demostrar la aplicabilidad de el modelo en la planificación eficiente de los recursos de agua en la cuenca del río Limari, evaluando varias alternativas posibles en el manejo sujetas a limitaciones seleccionadas.
3. Proveer a científicos chilenos con experiencia y entrenamiento en el uso de modelos en hidrología.

### Procedimiento

Para llevar a cabo los objetivos de este estudio el siguiente procedimiento fué seguido:

1. Datos hidrológicos básicos de la cuenca del río Limari fueron analizados y ensamblados.
2. La cuenca del río Limari fue dividida en apropiadas sub-cuencas basandose en los datos accesibles y las características físicas de la cuenca.
3. Un modelo de simulación fué verificado para cada sub-cuenca. Estos modelos de las sub-cuencas fueron unidos para formar el modelo de la cuenca.

### Discusión

Los problemas encontrados durante la construcción de los modelos de las sub-cuencas provinieron de la falta de datos adecuados para verificar la configuración de los modelos propuestos. La determinación de caudales tanto superficiales como subterráneos que no cuentan con ningún sistema de medición siempre representan un problema, el cual puede generalmente ser resuelto si otros datos son obtenidos. Técnicas de correlación proveen estimaciones de la distribución en tiempo y espacio de caudales que no cuentan con sistemas de medición. Registros de la cantidad de agua usada para riego no existen en ninguna de las sub-cuencas. La cantidad de agua destinada para riego es importante

porque altera el sistema hidrológico y por tanto afecta el caudal de los ríos, entradas en el agua subterránea, pérdidas por evapotranspiración y eficiencia en la entrega de agua usada para riego. Otros datos fueron considerados adecuados para la formulación satisfactoria de los modelos.

El uso de modelos para aplicaciones en el manejo de aguas fue demostrado cambiando diferentes tipos de utilización de la tierra. Otros esquemas posibles en el manejo, todavía no chequeados en el modelo, pueden envolver la construcción de reservorios adicionales, aumento de los existentes, alteración en la operación de los reservorios y variadas combinaciones de operación de reservorio y uso de la tierra. Importación de agua a la cuenca podría ser estudiada pero por el momento no hay facilidades para llevar a cabo una apreciable importación. Los esquemas en manejo investigados son para demostrar la capacidad de el modelo para predecir comportamientos de sistemas a cambios propuestos o deseados dentro de ellos.

## CHAPTER II

### CUENCA DEL RIO LIMARI

#### Descripcion del Area en Estudio

La localización general del área en estudio es mostrada en la Figura 2.1. Esta Figura también indica los límites y subcuencas establecidas para el área estudiada así como la localización de estaciones de medición de flujo superficial y una estación climatológica dentro del área.

La parte extremo-oriental del área yace en la alta Cordillera que bordea la frontera Chileno-Argentina, donde hay picos que se elevan a más de 4000 mts y los valles son rocosos, escarpados y estrechos con esteros de curso rápido.

Un poco más al oeste hay una zona de valles interiores separada por cordilleras que descienden desde más de 4000 mts en el este hasta alrededor de 1000 mts en el Oeste. Los valles son estrechos con laderas escarpadas que se ensanchan en algunos lugares formando pequeñas cuencas.

Hacia el oeste de los valles interiores está la zona de los llanos, la cual es una planicie fluvial que, en la parte donde se encuentra la hoya tributaria del Limari, varía en anchura de 10 a 35 kms y se extiende hacia el interior hasta un máximo de aproximadamente 35 kms desde la costa. La planicie se inclina suavemente hacia el río Limari, el cual fluye en un valle comparativamente ancho a 90 mts por debajo del llano en la ciudad de Ovalle y a 145 mts por debajo del llano próximo a la carretera panamericana.

Hay una cadena de montañas bajas que costea el Pacífico hasta un ancho promedio de 18 kms y se eleva a 600 mts cerca del mar, con terrazas de erosión a 90 mts sobre el litoral marino.

Los esteros principales tienen pendientes muy pronunciadas en la Alta Cordillera y se allanan desde aproximadamente 1 en 20 a 1 en 100 a través del sector de los valles interiores. El gradiente Río Grande-Limari por debajo de Paloma es aproximadamente 1 en 200 hasta Ovalle, 1 en 330 desde Ovalle

hasta la Carretera Panamericana y 1 en 400 desde la Carretera hasta el mar.

#### Climatología

Los tres factores principales que gobiernan el clima de Chile son los sistemas de presión, la corriente Humboldt y la alta barrera de los Andes detrás de la larga y estrecha plataforma continental Chilena.

En Chile se distinguen cuatro regiones climatológicas básicas:

1. Clima desértico - al norte de 28°S, correspondiente al área llamada "Norte Grande."
2. Clima semi-desértico - entre 26°S y 31°S, es una región normalmente seca tanto en verano como en invierno.
3. Clima Mediterráneo - entre 31°S y 38°S, el área tiene un verano seco y cálido, gobernado por los vientos alisios o por vientos sub-tropicales variables y los inviernos lluviosos bajo la influencia del frente polar.
4. Clima lluvioso - al sur de 38°S. Está bajo la influencia del frente polar, sufriendo precipitaciones durante todo el año.

#### Lluvia

La lluvia en Chile varía en general desde un mínimo en el Norte hasta un máximo en el sur, aumentando desde la costa en dirección este, hacia los Andes.

El área del proyecto yace sobre los linderos entre la región semi-desértica y la región "mediterránea." Las precipitaciones anuales varían entre 150 mm cerca de la Costa y 400 mm en la Alta Cordillera, con áreas intrusas de bajas precipitaciones a lo largo de los valles del Limari. Las precipitaciones son sumamente variables pudiendo fallar por completo en cualquier mes del año.

### Nieve

Existen tres zonas nivometricas en la hoya del rio Molles, la que es parte de la hoya del rio Grande, aguas arriba del Tranque Paloma: Quebrada Larga (3500 mts), rio Molles (3000 mts) y la estacion en el empalme entre quebrada Larga y rio Molles. La capa de nieve se forma en Julio y se dispersa a mas tardar en Noviembre. La máxima profundidad de la capa de nieve registrada (11 anos) y la correspondiente equivalencia en agua son 2000 mm y 550 mm respectivamente.

### Temperatura

La temperatura media mensual para Ovalle es de 19,7°C en Enero y 10,7°C en Julio. Las temperaturas de Enero varian entre una media maxima de 30,1°C y una media minima de 9,8°C y las de Julio entre una media maxima de 24,1°C y una media minima de 3,8°C. El registro de Paloma muestra un maximo absoluto de 34,3°C en Febrero y un minimo absoluto de 0,9°C en Junio.

Los valles del Limari se describen comunmente como dotados de "microclimas" variables.

### Viento

En Paloma, las direcciones predominantes de los vientos son noroeste y oeste, pero tambien ocurren vientos del sudeste y este. La velocidad máxima de viento registrada es de 40 kms en Paloma, pero se trata de un registro corto y lo mas seguro es que ocurran vientos mucho mas veloces.

### Luz solar

Horas de luz solar se han registrado en Paloma desde 1964. El registro indica un minimo mensual de 160 horas en Junio y un maximo mensual de 341 horas en Enero.

### Duracion del riego estacional

Segun el informe de las Naciones Unidas "Los Recursos Hidraulicos de Chile" el área yace en una

zona que requiere 10 meses de riego al ano. Los estudios efectuados por la direccion de Riego, asumen un riego estacional de 10 meses, desde Septiembre hasta Mayo.

### Hidrologia

Los recursos principales de agua de superficie en el área del proyecto provienen del Rio Hurtado, el cual desemboca en el embalse Recoleta; el Rio Grande y su red de tributarios, incluyendo el Rio Huatulame que alimentara el embalse Paloma; y los rios Cogoti, Pama y Combarbalá que alimentan al embalse Cogoti.

Los caudales de los rios son variables existiendo largos periodos de caudal bajo entre anos ocasionales de suministros abundantes, los que ocurren cuando las precipitaciones de invierno y el consiguiente derretimiento de nieve rebasan en mucho lo normal. Las precipitaciones muy por encima de lo normal ocurren como promedio una vez cada 5 anos, con algunos intervalos de doble longitud.

Detalles de las hoyas hidrográficas de los embalses.

Embalse	HOYA			
	Area, km <sup>2</sup>	Largo en tranque (lecho)	altura sobre nivel medio del mar-mts máxima	
Recoleta	2.210	112	365	4.400
Paloma	6.253	100	345	4.700
Cogoti	1.450	60	589	4.190

Gastos volumetricos totales anuales, sistema Rio Limari -- 1941 a 1964, millones de mts<sup>3</sup>

	Usado en areas aguas arriba	En ubicaciones de embalses	Volumen combinado de areas aguas arriba y embalses
Maximo	159,4	1.181,8	1.336,7
Promedio	124,5	460,5	585,0
Minimo	81,7	130,2	218,4
Media		328,1	452,0

### Infiltracion

La relacion de gasto-precipitacion de entre el 23 y 28 por ciento para las zonas de captacion de los embalses es baja, indicando que la infiltracion puede ser alta, aunque esto corresponderia a las laderas mas bajas de los valles y no a las escarpadas pendientes superiores.

### Descripciones de suelos

(a) Valles aguas arriba: Sobre un corte transversal del valle, el punto mas bajo es el lecho del estero, el cual consiste de piedras de hasta 5 cms de diametro y arena gruesa, no teniendo por lo general valor agricola.

Al lado de este lecho pedregoso hay suelos de fluvial reciente, usualmente arenosos y de poca profundidad. En las partes anchas del valle tales suelos pueden contener mas arcilla y donde el rio ha levantado su lecho en puntos locales, puede existir agua estancada y de salinidad incipiente. La permeabilidad corresponde a lo normal para la agricultura de regadio.

En orden ascendente siguen los suelos francos o franco arcillosos de origen coluvial. La permeabilidad de estos suelos es adecuada para la agricultura de regadio.

(b) Valles aguas abajo: El lecho pedregoso del rio es mas ancho, existiendo una relacion entre el suelo y su distancia a aquél. Al lado del lecho del rio hay suelos derivados de fluvial reciente, a veces muy arenosos, pero pueden consistir de arcillas pesadas, especialmente aguas abajo de Ovalle.

En la ribera norte del rio Limari por debajo de Ovalle hay un grupo de suelos franco-arcillosos de color marron con un profundidad de 80 a 150 cm, y cuya permeabilidad es normalmente adecuada para la agricultura del área.

(c) Terrazas (llanos): Los sedimentos que se han formado en las llanuras son piedras redondeadas con alguna arena y arcilla en los intersticios.

Los suelos que cubren estos sedimentos son arcillolimosos y arcillosos de marron rojizo y yacen sobre piedras redondeadas a una profundidad de entre 20 y 100 cms, generalmente 40 @ 60 cms. Raices de plantas pueden penetrar normalmente unos 20 cms en las partes menos profundas de la capa pedregosa.

El rendimiento de estos suelos es bastante bajo, y se recomienda que se suministre agua a otras áreas a preferencia de los llanos, y que el area regada sobre las terrazas se mantenga aproximadamente al mismo nivel que existe en la actualidad.

(d) Area punitaqui: Son suelos de origen similar a los llanos pero sobre un gradiente mas pronunciado y con menos piedra en el perfil.

### Uso de la tierra

Sin regadio la tierra tiene un valor restringido al pastoreo natural de cabras u ovejas. La mortalidad entre las cabras es muy alta durante los anos de sequia.

El panorama general de la produccion agricola, se caracteriza por una proporcion relativamente baja de cereales y productos de mayor valor tales como tomates tempranos, fruta, productos viticolas, pollos y huevos. Los productos hortícolas se venden principalmente en Santiago y los animales en Antofagasta.

Los valles cerrados por encima de los tranques Recoleta y Paloma, son favorables para el cultivo de frutas y vinas. Ciertas variedades de durazno se cultivan con exito en estos lugares.

CHAPTER III  
MODELO HIDROLOGICO

La simulacion es una tecnica para investigar el comportamiento o respuesta de un sistema dinamico sujeto a particulares limitaciones y funciones de entrada.

Esta tecnica ha sido aplicada utilizando tanto modelos fisicos como electronicos. Modelos fisicos y analógicos consistiendo de mallas electricas resistencia-condensador han sido utilizadas durante muchos anos para investigar fenómenos hidraulicos e hidrológicos. Siembargo, simulacion utilizando computadores electrónicos de alta velocidad es relativamente una tecnica nueva.

Las ventajas de la simulacion incluyen lo siguiente:

1. El sistema puede ser chequeado sin ser destruido, lo cual es de interes practico en el diseno hidrológico de estructuras tales como grandes presas o trabajos para controlar inundaciones en la cuenca de un rio.

2. Modificaciones propuestas en sistemas existentes pueden ser probadas para mejorar su actuacion. Esto es especialmente deseable si el sistema original está en operacion, porque asi no habra tiempo perdido en pruebas.

3. Diseno de sistemas hipoteticos pueden ser verificados con un minimo de gasto dando asi largos dividendos si el sistema propuesto resultara ser ineficiente.

4. La simulacion provee una vision dentro del sistema que está siendo estudiado y es asi un poderoso instrumento de estudio.

#### Formulacion de un Modelo Hidrológico

#### Requerimientos del modelo

Los requerimientos fundamentales de un modelo en computadora de un sistema hidrológico son:

1. Simulacion sobre una base continua, todos los procesos importantes y relaciones dentro del sistema que representa.
2. No es único con respecto al espacio. Esto implica que puede ser facilmente aplicado a diferentes areas geograficas con existentes datos hidrológicos.
3. Es capaz de responder preguntas concernientes a perturbaciones en el sistema o de predecir con precision datos de salida que resultan de varios datos de entrada y parametros del proceso.

La filosofia general de investigacion enuuelta en el desarrollo de un modelo de simulacion de un sistema dinamico tal como una unidad hidrológica es mostrado por el diagrama de la Figura 3.1. Ademas de predecir el comportamiento del sistema con funciones particulares de entrada y cambios en parametros, el proceso de desarrollo del modelo provee un mejoramiento entre las relaciones del sistema.

#### El modelo conceptual

El modelo hidrológico utilizado en este estudio es una version modificada de uno desarrollado en anos anteriores envolviendo la simulacion con computadora de una cuenca completa (Riley et al., 1966 y 1967). Una simplificacion fue lograda, incluyendo solo las tierras en la base de los valles de cada sub-cuenca.

Las bases de el modelo hidrológico, son una representacion lógica-matemática y fundamental de los variados procesos hidrológicos y funciones de translacion. Estos procesos físicos no son especificos a ninguna geografia en particular, por lo que son aplicables a cualquier unidad hidrológica, incluyendo las sub-cuencas localizadas en la cuenca del rio Limari. Resultados analiticos y experimentales

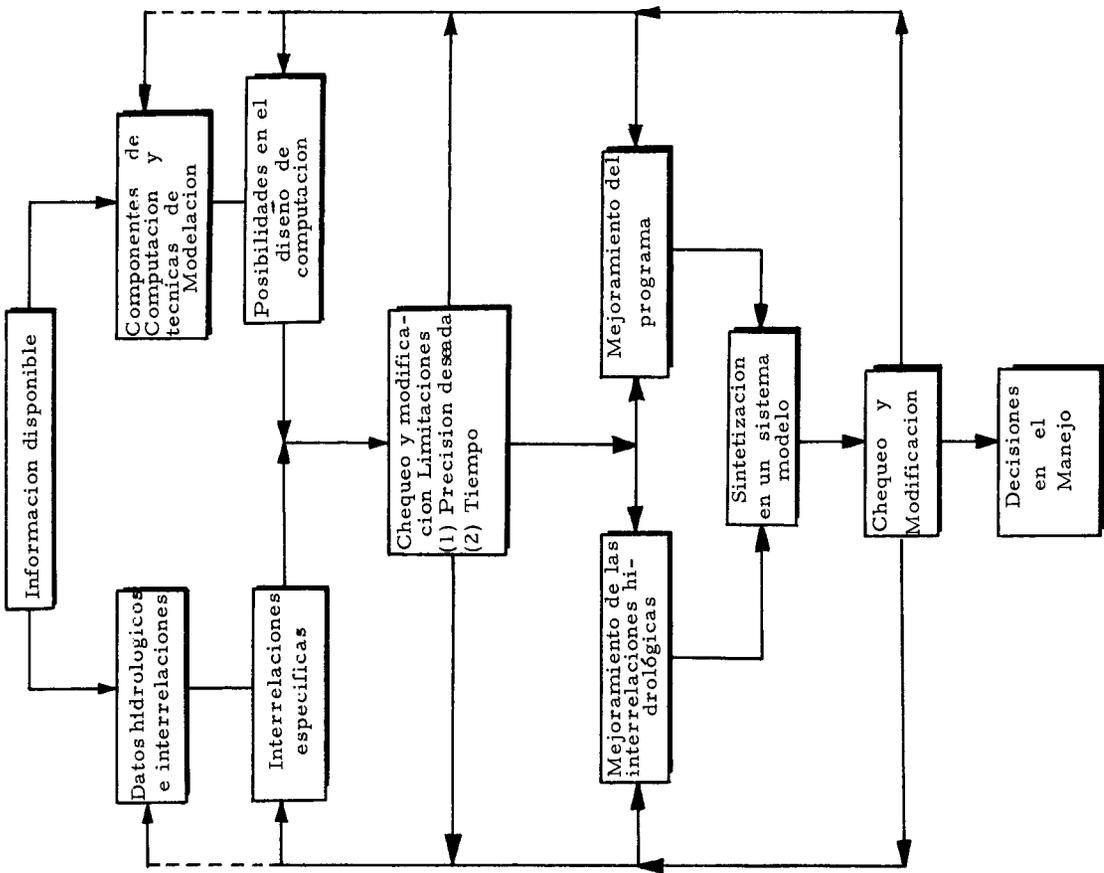


Figura 3.1. Proceso de desarrollo de un modelo hidrológico.

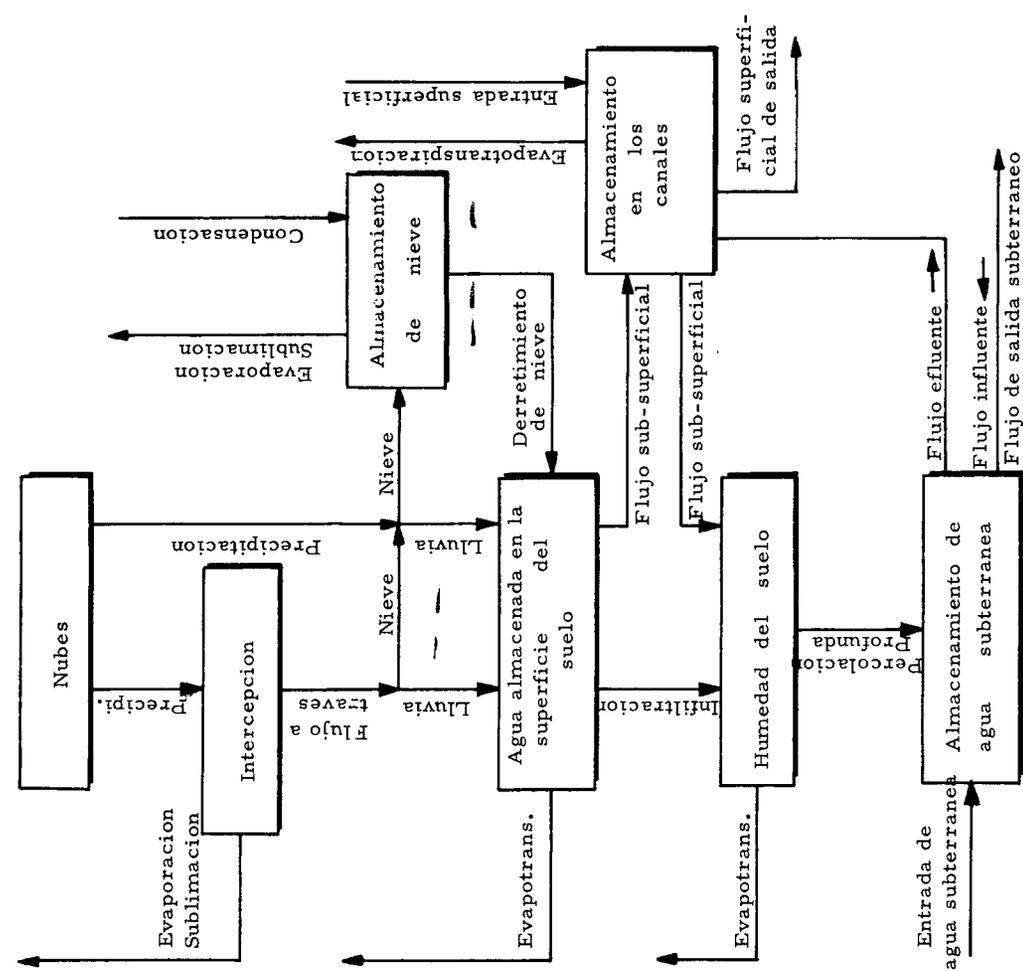


Figura 3.2. Diagrama de flujo de un sistema hidrológico en un típica cuenca.

fueron utilizados donde fue posible para ayudar a chequear y establecer algunas de las interrelaciones matematicas incluidas dentro del modelo. Bajo un proceso de verificacion del modelo son establecidas las constantes en las ecuaciones las wales calibran el modelo para ser utilizado en un area particular de drenage. Valores promedios de cantidades hidrologicas necesitadas para la verificacion del modelo fueron estimadas en una de las siguientes tres formas:

- (1) De datos disponibles
- (2) Utilizando tecnicas de correlacion
- (3) A traves de la verificacion del modelo

Un diagrama de flujo del sistema hidrologico es mostrado en la Figura 3.2. Como es indicado por el diagrama, la entrada total a una sub-cuenca es la combinacion de los caudales superficial y subterráneos obtenidos sumando: flujo del rio y tributarios, precipitacion e importacion desde otras cuencas. La disminucion de el agua en la cuenca ocurre a traves de evapotranspiracion, consumo municipal e industrial, y exportacion. La cantidad residual es una combinacion del flujo superficial y subterráneo en el area. El flujo subterráneo puede sufrir demora de tiempo a medida que se mueve a traves del sistema. Cada parametro y proceso señalado por la Figura 3.2 es discutido con algun detalle en las secciones siguientes.

#### El balance hidrologico

Un sistema dinamico consiste de 3 componentes basicos llamados: El medio en el cual se actua, las limitaciones y la energia anadida o fuerza motora. En un sistema hidrologico, el agua en cualquiera de sus 3 estados fisicos es el medio de interes. Las limitaciones son aplicadas por la naturaleza fisica de la cuenca hidrologica y la fuerza motora es suplida por energia solar gravedad y capilaridad. Las variadas funciones y operaciones de las diferentes partes del sistema estan interrelacionadas por los conceptos de la continuidad de masa y cantidad de movimiento. A menos que velocidades

relativamente altas sean encontradas, tal como en canales, el efecto de la cantidad de movimiento es negligible y la continuidad de masa viene a ser el único lazo de union entre los varios procesos del sistema.

La continuidad de masa es expresada por la equacion general:

$$\text{Entrada} = \text{Salida} + \text{Cambio en Almacenamiento}$$

Un balance hidrologico es la aplicacion de esta ecuacion para lograr una cantidad fisica, de las medidas hidrologicas dentro de una zona particular. A traves de estos medios y la aplicacion de apropiadas funciones de translacion, es posible predecir el movimiento del agua dentro de un sistema en terminos de su ocurrencia en tiempo y espacio.

El concepto de el balance hidrologico esta dibujado en el diagrama de la Figura 3.2. Las entradas al sistema son precipitacion, flujo superficial y subterráneo de entrada, mientras que la cantidad que sale está dividida entre flujo superficial y subterráneo de salida y evapotranspiracion. A medida que el agua pasa a traves del sistema, ocurren cambios en el almacenamiento del agua en la superficie, en la zona no saturada, en el agua subterránea y en los canales. Estos cambios ocurren rapidamente en la superficie y mas lentamente en las zonas subterráneas.

En el transcurso del desarrollo del modelo, cada uno de los procesos del sistema debe ser descrito tanto matemáticamente como completamente, como sea posible. El diagrama de la Figura 3.2 es una representacion esquematica de los procesos del sistema, localizaciones de almacenamiento y su interrelacion. En el modelo cada caja y cada linea de conexion es representada por una expresion matemática.

#### Incrementos en tiempo y espacio

Limitaciones practicas en los datos y las

limitaciones del problema, requieren que sean considerados durante el diseño del modelo, incrementos en tiempo y espacio. Datos como temperatura y precipitación son generalmente disponibles como mediciones puntuales en términos de tiempo y espacio. Una integración es generalmente lograda por el método de incrementos finitos.

La complejidad de un modelo diseñado para representar un modelo hidrológico depende mayormente sobre la magnitud de los incrementos de tiempo y espacio utilizados en el modelo. En particular cuando grandes incrementos son aplicados, la magnitud de la escala es tal que el efecto de fenómenos que cambian en relativamente pequeños intervalos de espacio y tiempo es insignificante. Por ejemplo con un incremento mensual del tiempo las tasas de intercepción son omitidas. Además el incremento de tiempo escogido puede coincidir con el periodo de cambios cíclicos en ciertos fenómenos hidrológicos. En esta situación cambios netos en el fenómeno, durante el intervalo de tiempo son usualmente negligibles. Por ejemplo, sobre una base anual, cambios en el almacenamiento dentro de un sistema hidrológico son a menudo insignificantes, mientras que sobre una base mensual, la magnitud de estos cambios es frecuentemente apreciable y necesita ser considerada. A medida que los incrementos en tiempo y espacio disminuye, una mejora en la definición del modelo es requerida. No se pueden negar efectos transitorios de corto tiempo, o apreciables variaciones en espacio y el modelo matemático por lo tanto viene a ser más y más complejo, trayendo como consecuencia requerimiento de capacidad y habilidad de la computadora.

Para el estudio de la cuenca del río Limari, discutido en este reporte, fueron adoptados un incremento mensual de tiempo y grandes unidades de espacio (sub-cuencas). Se consideró que la selección de las sub-cuencas y el incremento de tiempo mensual podría satisfacer los requerimientos para un modelo general de planificación y manejo.

### Flujo de entrada superficial

El flujo básico de entrada superficial dentro de un sistema hidrológico se origina de la precipitación. Si embargo para modelos de simulación del piso del valle, la cantidad de precipitación directa que entra al sistema, es opacada por los gastos de entrada del río y sus tributarios.

Agua corriente es definida como aquella porción de la precipitación, la cual aparece en ríos y arroyos como el flujo neto o residual colectado por toda la cuenca o parte de ella. Diversiones artificiales y acción reguladora en lagos y reservorios afectan el comportamiento de cada corriente de agua de la cuenca.

El flujo de entrada superficial consiste de flujo moviéndose sobre la superficie del terreno y a través de canales para entrar al arroyo. En el arroyo la escorrentía superficial generalmente se combina con otros componentes del flujo para formar el hidrografo de escorrentía superficial total. Dentro del ciclo de escorrentía (Chow, 1964) la superficial empieza a ocurrir cuando las capacidades de infiltración, intercepción de la vegetación y retención superficial son alcanzadas. La continuación de la precipitación más allá de este punto sirve como una fuente para la escorrentía superficial. Pequeñas cuencas tienen diferentes características de escorrentía con la relación a las grandes, y las características peculiares de cada una de ellas deberán ser evaluadas sobre una base individual.

Para cada sub-cuenca, en la hoya del río Limari, una tasa limitante de escorrentía superficial existe para un periodo de tiempo particular. La escorrentía superficial es asumida que ocurre cuando la tasa limitante de abastecimiento de agua, consistiendo de fluvia y diversiones de canales es excedida.

Este concepto de escorrentía superficial es particularmente importante cuando la precipitación

es considerada como la entrada inicial de agua en la cuenca. Riley y Chadwick (1966) indicaron que para condiciones particulares existe un limite en la rata de abastecimiento superficial,  $R_{tr}$  al cual la escorrentia superficial  $S_{wr}$  comienza a ocurrir, ésta relacion puede ser escrita:

$$S_{wr} = W_{gr} - R_{tr}, (S_{wr} \geq 0) \quad (3.1)$$

en la cual

- $S_{wr}$  = rata de escorrentia superficial durante un tiempo particular
- $W_{gr}$  = rata en la cual el agua es disponible en la superficie del suelo
- $R_{tr}$  = rata limitante de abastecimiento de agua superficial a la cual escorrentia superficial comienza a ocurrir

Cuando se considera un incremento de tiempo en el modelo, de un mes. un valor promedio de la limitacion en la rata de escorrentia superficial  $R_{tr}$  es de naturaleza probabilistica, dependiendo esencialmente en las condiciones de la superficie del suelo, humedad del mismo, características de la tormenta y la rata de agua disponible  $W_{gr}$ .

En este estudio, solo el piso del valle es considerado en el modelo y es asumido que no existe escorrentia superficial de precipitacion desde estas relativamente planas areas. Bajo ésta asumpcion la rata a la cual la precipitacion es disponible en la superficie del suelo nunca excede la rata limitante para escorrentia superficial. Asi

$$S_{wr} = 0, (W_{gr} \leq R_{tr}) \quad (3.2)$$

El modelo prevee escorrentia superficial proveniente de tierras agricolas bajo ratas de irrigacion que exceden las de infiltracion del suelo. Esta cantidad de escorrentia, constituye una porcion de el flujo de irrigacion que retorna.

La escorrentia superficial de las cuencas vecinas es concentrada en canales y por lo tanto entra al modelo (piso del valle) como flujo tributario.

Aquella porción del flujo de entrada que es medido, es designado como  $Q_{is}(m)$ .

Flujos de entrada no medidos, son estimados en el modelo usando una tecnica de correlación, la cual considera dos parámetros hidrológicos denominados: Flujo de entrada medido y rata de precipitacion. Asi en forma funcional:

$$Q_{is}(u) = [q_{is}(m), P_r] \quad (3.3)$$

en la cual

- $Q_{is}(u)$  = rata estimada de flujo de entrada no medido
- $q_{is}(m)$  = rata de flujo de entrada medida, de una area tributaria particular
- $P_r$  = rata de precipitacion medida en forma de lluvia en el piso del valle

Si una correlacion empirica de estos factores es incluida la ecuacion precedente se transforma en:

$$Q_{is}(u) = K_u q_{is}(m) + K_a P_r + K_b W_{sr} \quad (3.4)$$

en la cual  $K_u$ ,  $K_a$  y  $K_b$  son factores de correlacion que relatan el flujo no medido con el medido y con la precipitacion. Cada uno de estos factores es establecido a traves de una verificacion del modelo, para una sub-cuenca particular.

Con referencia al flujo tributario de entrada  $q_{is}(m)$  usado en la ecuacion 3.4, esta cantidad se puede referir bien a la totalidad del flujo medido o a un arroyo especifico dentro del área. El criterio principal para seleccionar el area medida es que la cuenca tenga las mismas características generales de escorrentia que las del area no medida.

El segundo término independiente en la ecuacion 3.4 se refiere a las ratas de precipitacion que ocurren en el piso del valle en forma de lluvia. Generalmente, una graficacion de la lluvia contra la escorrentia de tormentas individuales lleva a una baja correlacion debido a la naturaleza variable de

los factores que afectan la escorrentia (Chow, 1964). Siembargo, cuando valores promedios mensuales de precipitacion y escorrentia son considerados, muchos de los procesos transitorios son suavizados y una razonablemente buena correlacion entre precipitacion y escorrentia es alcanzada.

El flujo total superficial de entrada en el modelo (piso del valle) es estimado sumando la rata medida y la estimada de la ecuacion 3.4. Asi,

$$Q_{is} = Q_{is}(m) + Q_{is}(u) \dots \dots \dots (3.5)$$

en la cual  $Q_{is}$  se refiere al flujo total superficial de entrada y las otras dos cantidades como se definieron previamente.

Flujo sub-superficial

Flujo sub-superficial es definido como el movimiento lateral de la humedad a traves de la zona de las raices. El proceso es sub-secuente-mente discutido en detalle. La rata de flujo sub-superficial  $N_r$  no es tratada como un término separado en el modelo hidrológico de el piso del valle sino que es considerada como una parte de la escorrentia superficial proveniente de irrigacion. En muchos casos pequenas ratas de flujo sub-superficial son encontradas en tierras planas. Mas aun, para un incremento de tiempo en el modelo de un mes, el flujo sub-superficial generalmente se demora el tiempo suficiente para distinguirlo de la escorrentia superficial.

Flujo subteraneo de entrada

El flujo subteraneo de entrada se refiere a aquella cantidad de agua que entra al area del modelo (piso del valle) por debajo de la superficie de la tierra. Mucha de esta agua es subsecuente-mente descargada como flujo efluente en el río principal del valle y asi provee un flujo base para el rio. Descarga de el agua subteranea tambien ocurre a traves de manantiales, pozos y freatofitas. Esencialmente toda el agua subteranea esta en

constante movimiento a velocidades que pueden variar desde varios pies por dia, hasta solo unas pocas pulgadas por ano. Este movimiento del agua subteranea está basicamente confinado a acuíferos permeables los cuales sirven de conductos de transmision. El movimiento y volumen de escorrentia subteranea puede ser calculado mediante la aplicacion de la ley de Darcy, siempre que haya datos disponibles adecuados. Siembargo datos del flujo subteraneo son escasos en la cuenca del rio Limari. La distribucion del agua subteranea en tiempo y espacio fue estimada en este estudio mediante una aproximacion empirica a traves de la verificacion del modelo. Procedimientos de correlacion y demoras en transporte fueron usados para estimar y simular el movimiento del agua subteranea en la sub-cuenca. Esta agua fué distribuida en tiempo mediante el uso de mallas con la computadora, demorando el transporte. La cantidad de demora requerida en dichas mallas fue establecida mediante verificacion. De aqui que la rata de flujo de entrada de agua subteranea fué descrita de la siguiente manera.

$$Q_{ig}(u) = K_c q_{is} \dots \dots \dots (3.6)$$

en la cual

- $Q_{ig}(u)$  = rata de flujo de entrada (subteraneo) no medida
- $K_c$  = coeficiente que relaciona la cantidad de flujo subteraneo no medido con la rata de escorrentia superficial
- $q_{is}$  = cantidad de escorrentia superficial (bien sea flujo total, parcial, o medido en un área tributaria representativa)

Para algunas sub-cuencas, la salida de agua subteranea debido a su movimiento, fué determinada verificando el modelo. La distribucion en tiempo y espacio de este flujo de salida, es una componente del que entra a la cuenca, o una entrada para la inferior adyacente.

### Flujo total de entrada

La cantidad total de flujo que entra a la cuenca consiste de la suma de los gastos superficiales y subterráneos. El gasto superficial para la mayor parte ha sido sumado y concentrado en los canales, como entran en el piso del valle o áreas agrícolas. Records de gastos de entrada son disponibles en algunos lugares. Estos datos fueron utilizados de la mejor forma posible.

Las dos componentes remanentes del flujo de entrada llamadas flujo superficial y subterráneo no medidos, son estimados en las ecuaciones 3.4 y 3.6 respectivamente. Por lo tanto, el flujo de entrada total  $Q_i$ , en una cuenca, esta dado por la siguiente expresion:

$$Q_i = Q_{is} + Q_{ig}(\mu) \dots \dots \dots (3.7)$$

en la cual los términos  $Q_{is}$  y  $Q_{ig}$  fueron definidos en 3.5 y 3.6 respectivamente.

### Precipitacion

La fuente de entrada fundamental a cualquier unidad hidrologica es la precipitacion en una forma u otra. Por precipitacion, se considera cualquier forma de humedad que emana de la atmosfera y cae en la tierra.

La entrada de la precipitacion en el sistema hidrologico varia con respecto al tiempo y al espacio y es por lo tanto necesario convertir mediciones puntuales de estaciones climatológicas, en valores promedios o integrales sobre un área finita. Las tecnicas mas comunes para llevar a cabo tal integracion incluyen el procedimiento de thiessen y el método de isoyetas (Linsley, Kohler, Paulhus, 1958).

Una parte de la precipitacion que cae en un area, es almacenada en la cobertura vegetal. Debido a que la mayoría de la precipitacion retorna a la atmosfera en forma de evaporacion, la intercepcion por la cobertura vegetal es considerada como perdida. Las pérdidas por intercepcion que

ocurren sobre un largo periodo de tiempo, tal como un mes son generalmente expresadas como una fraccion de la precipitacion para ese periodo. Aquella porcion de la precipitacion que alcanza el suelo, osea la diferencia entre la precipitacion total y las pérdidas de interseccion es generalmente clasificada como "precipitacion efectiva" para el area.

La magnitud de las perdidas por interseccion es básicamente una funcion del tipo y densidad de la cobertura vegetal dentro del area. Pérdidas por interseccion en areas boscosas pueden ser considerables mientras que las pérdidas en áreas cubiertas con grama o vegetacion esparcida pueden ser pequenas. Como el modelo de este estudio incluye solo el piso de los valles los cuales son esencialmente planos y dedicados a la agricultura, las pérdidas por interseccion son negadas y toda la precipitacion es asumida como efectiva.

Una parte de la precipitacion que alcanza la tierra es retenida en las pequeñas depresiones. Esta forma de almacenamiento incluye charcos y otras depresiones en la superficie del suelo. El agua abandona dichas depresiones bien sea mediante evaporacion o infiltrandose en el suelo. Asi, para modelos que incluyen largos intervalos de tiempo, tales como un mes, este tipo de almacenamiento no necesita ser tratado separadamente sino que puede ser asumido como una parte de las perdidas por evapotranspiracion e infiltracion sobre la cantidad total precipitada.

### Temperatura

La temperatura del aire es un parametro importante en un sistema hidrológico. La temperatura varia de acuerdo al tiempo y al espacio. Para obtener la temperatura promedio del piso del valle, o una parte de él en una subcuenca particular se requiere que las mediciones puntuales sean utilizadas para estimar una temperatura promedio en el area. Una forma de ver el problema de distribucion espacial es la construccion de lineas isotérmicas

para periodos de tiempo particulares y relacionarlas con estaciones seleccionadas (Riley y Chadwick, 1967). Siembargo, en el estudio de temperaturas promedio para un área particular y un determinado periodo de tiempo (un mes), son estimadas por un promedio aritmetico de mediciones de temperatura, tomadas en la sub-cuenca.

Diversiones con canales

Diversiones con canales afectan profundamente la distribucion en espacio y tiempo de el agua dentro de una zona de irrigacion. Una parte de esta agua desviada se evapora directamente en la atmosfera, una parte entra al suelo a traves de infiltracion en el canal y en las tierras bajo irrigacion y el remanente retorna a la fuente como flujo sobre el suelo. Una parte del agua que entra al suelo se pierde por uso consumptivo de las plantas. El remanente o bien se sigue infiltrando y llega a las aguas subterranas o es interceptado por los sistemas de drenage. Las prácticas de irrigacion por lo tanto alteran las características hidrológicas de un sistema. El factor de eficiencia de riego usado en éste estudio incluye tanto la eficiencia en aplicacion como en la entrega. Asi, multiplicando las diversiones o totales por éste factor se provee una estimacion de la cantidad de agua la cual retorna directamente al arroyo como flujo sobre el suelo y/o flujo sub-superficial. Este factor compuesto de eficiencia, viene dado por la siguiente expresion

$$Eff = 100 \frac{W_{dr}}{W_{tr}} \dots \dots \dots (3.8)$$

en la cual

- Eff = eficiencia en el transporte y aplicacion en %
- W<sub>dr</sub> = rata con la cual el agua desviada entra al terreno a traves de infiltracion y percolacion
- W<sub>tr</sub> = rata total con la cual el agua es desviada desde el rio o reservorio

Como ha sido indicado, una porcion de el agua desviada para riego retorna a los rios como flujo sobre el suelo y sub-superficial. A pesar de que en incrementos largos de tiempo esta agua puede ser tratada en el modelo como una sola identidad es importante distinguir entre los dos componentes. Flujo sobre el suelo es flujo superficial que retorna o escorrentia desde el final del campo resultante de la aplicacion de el agua en las tierras bajo irrigacion a ratas que exceden la capacidad de infiltracion de el suelo. El flujo sub-superficial es definido como una parte de el agua del suelo, la cual no entra en la subterranas sino que se mueve mayormente en direccion lateral o a traves de la parte superior y mas porosa del perfil del suelo, hasta que alcanza un canal de drenage. Tanto el flujo sobre el suelo como el sub-superficial retorna a los canales en distancias cortas y en un tiempo no mayor de pocos dias.

La distribucion de la diversion de canales dentro de un sistema hidrológico puede ser expresado:

$$OF_r = (1 - Eff/100) W_{tr} + N_r \dots \dots (3.9)$$

$$OF_r = (W_{tr} - W_{dr}) + N_r \dots \dots (3.10)$$

en la cual

- OF<sub>r</sub> = total flujo sobre el suelo
- N<sub>r</sub> = rata de flujo sub-superficial

Las otras cantidades fueror. definidas en la equacion 3.8.

Se senala que las pérdidas por evapotranspiracion no aparecen como tal en las equaciones 3.9 y 3.10. Estas pérdidas son, por lo tanto consideradas porque ellas son separadas de la cantidad infiltrada representada por W<sub>dr</sub>. El proceso de evapotranspiracion será discutido en otra seccion.

### Humedad disponible en el suelo

La definicion de capacidad de humedad del suelo, es la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitamiento. El agua dentro de este range está disponible para el uso por las plantas. La capacidad de campo es definida como el contenido de humedad del suelo una vez que el drenaje por gravedad ha ocurrido. La mayoría del agua gravitacional drena rapidamente de el suelo, dandole muy poca oportunidad a las plantas de utilizarla. El punto de marchitamiento representa el contenido de humedad del suelo al cual las plantas no son capaces de extraer agua en suficientes cantidades para satisfacer sus necesidades y el marchitamiento permanente ocurre. La humedad disponible en el suelo puede ser expresada en muchas unidades, en este reporte se utilizaron pulgadas.

### Fuentes de agua disponibles

Básicamente, la humedad de el suelo se deriva de la infiltracion, que es el paso del agua a traves del perfil de suelo. El agua disponible para la infiltracion en el suelo proviene de dos fuentes: la precipitacion efectiva y el agua proveniente del riego. En el caso de cultivos bajo riego, la fuente mas importante de humedad en el suelo es el agua desviada hacia las zonas agricolas. La rata a la cual el agua de esta fuente entra al suelo a traves de infiltracion en canales y en el area, ha sido designada como  $W_{dr}$ . Asi la cantidad total de agua disponible para infiltracion en el suelo  $W_{gr}$  puede ser descrita como

$$W_{gr} = W_{dr} + P_r + W_{sr} \quad . \quad . \quad . \quad (3.11)$$

en la cual todas las cantidades fueron definidas previamente.

### Cantidades disponibles de humedad en el suelo

La maxima cantidad de agua en el suelo, disponible para el uso de las plantas es una funcion de

la capacidad de humedad del suelo y del promedio de profundidad de las raices o modelo de extraccion de la planta.

Las fuerzas básicas envueltas en la absorcion del agua por las plantas son: Osmosis, imbibicion, metabolismo y transpiracion (absorcion) (Thorne y Peterson, 1954). Estas fuerzas básicamente definen la tension de humedad del suelo o "absorcion" que debe ser ejercida por la planta para remover el agua del suelo. De estas fuerzas la principal es la osmótica, creada dentro de las celulas de la raiz de las plantas. Oponiendose a estas fuerzas están aquellas ejercidas sobre la humedad por las particulas del suelo. Las fuerzas ejercidas por las plantas varian de acuerdo a su tipo, suelo y clima pero la fuerza maxima promedio que las plantas ejercen para obtener suficiente agua en su crecimiento, es aproximadamente una presion de 15 atmósferas. A capacidad de campo, donde el agua es facilmente disponible para el uso de las plantas la tension de humedad promedio es solo cerca de .1 atmósferas. Siembargo la tension de humedad que las plantas ejercen para obtener agua, no es una indicacion de la cantidad de agua disponible contenida en el suelo. La cantidad de agua mantenida en el suelo en un momento dado o una determinada presion es funcion del tipo de suelo.

La determinacion de la profundidad de suelo utilizado por las plantas, es basada en el promedio de profundidad de las raices o el modelo de humedad de extraccion. La humedad disponible para extraccion depende del contenido de humedad del suelo y de el modelo de extraccion. El tipico cultivo, extrae el 70% de la humedad en el 50% superior de el suelo penetrado por las raices. El promedio o profundidad tipica de las raices para varias plantas son reportados por McCulloch (1967). Como ilustracion 4 o 6 pies para la alfalfa, 4 pies para granos y maiz, 2 o 3 pies para pasto. El promedio de la capacidad de humedad del suelo, de las tierras irrigadas fué estimado para cada sub-cuenca.

Bajo circunstancias normales, aumento en el

almacenamiento de la humedad disponible en el suelo, ocurre a través de infiltración  $F_r$ . Pérdidas en el contenido de la humedad del suelo ocurren a través de evapotranspiración  $ET_r$  y percolación profunda  $G_r$ . Se hizo la asunción siembargo que la percolación profunda no ocurre hasta que la capacidad de humedad del suelo es alcanzada. Así el contenido de humedad del suelo en cualquier momento viene dado por:

$$M_s(t) = (F_r - ET_r - G_r)dt \quad (3.12)$$

Cada uno de los tres términos de la derecha en esta ecuación será discutido en las secciones siguientes.

Infiltración

Como ya ha sido indicado, incrementos en la humedad del suelo ocurren a través de la infiltración  $F_r$ . Los factores que influyen en la tasa de infiltración incluyen varias propiedades del suelo y características de la superficie. Un gradiente de humedad inducido por las propiedades adhesivas de las partículas del suelo, influencia también la tasa de infiltración.

En este estudio, la tasa de infiltración en el suelo, viene dada por la siguiente ecuación.

$$F_r = W_{gr} , (W_{gr} \leq R_{tr}) \quad (3.13)$$

y

$$F_r = R_{tr} , (W_{gr} > R_{tr}) \quad (3.14)$$

Todos los términos fueron definidos previamente.

La cantidad  $W_{gr}$  en la ecuación 3.13 está dada por la ecuación 3.11.

Evapotranspiración

El segundo término, en el lado derecho de la ecuación 3.12 representa la disminución de el almacenamiento de la humedad del suelo a través

de el proceso de evapotranspiración,  $ET_r$ . El uso consumptivo o evapotranspiración es la suma de toda el agua usada y perdida por el crecimiento de la vegetación debido a la transpiración a través del foliaje de las plantas, evaporación de la planta y medio ambiente que le rodea. La evapotranspiración potencial es definida como la tasa de uso consumptivo por las plantas en su crecimiento, que ocurre bajo condiciones de completa cobertura vegetal y disponibilidad ilimitada de humedad en el suelo.

El proceso de evapotranspiración depende sobre muchos factores interrelacionados, cuyos efectos individuales son muy difíciles de determinar. Entre estos factores están el tipo y densidad del cultivo, abastecimiento de humedad en el suelo, salinidad del suelo y clima. Parámetros climáticos usualmente considerados como influyentes en las tasas de evaporación son la precipitación, temperatura horas de luz, radiación solar, humedad, velocidad del viento cobertura de nubes y duración de la estación de crecimiento. Numerosas relaciones han sido desarrolladas para estimar la tasa de evapotranspiración potencial.

Quizas una de las ecuaciones de evapotranspiración más aplicada universalmente es la propuesta por Blaney y Criddle (1950). Esta ecuación es escrita como sigue

$$U = K f \quad (3.15)$$

en la cual

$U$  = uso consumptivo mensual de la planta en pulgadas

$K$  = coeficiente mensual que varía con el tipo de cultivo

$f$  = factor de uso consumptivo, el cual viene dado por la siguiente ecuación

$$f = \frac{t_p}{100} \quad (3.16)$$

en la cual

$t$  = promedio de temperatura mensual en  $^{\circ}F$

p = porcentaje mensual de horas de luz en el año

Una modificación de la fórmula de Blaney-Criddle fue propuesta por Phelan (1962), en la cual el coeficiente K es subdividido en dos partes, un coeficiente de cultivo  $K_c$  y un coeficiente de temperatura  $K_t$ . La relación que describe  $K_t$  es empírica dependiendo solo de la temperatura y es expresada

$$K_t = (.0173 T_a - .314) \dots \dots \dots (3.17)$$

donde  $T_a$  es la temperatura promedio del mes en °F. El coeficiente del cultivo  $K_c$ , es básicamente una función de la fisiología y el estado de crecimiento de la planta. Curvas con valores de  $K_c$  son disponibles para muchos cultivos (Soil Conservation Service, 1964).

Así la ecuación modificada de Blaney y Criddle para estimar las tasas de evapotranspiración potencial puede ser escrita como sigue

$$ET_{cr} = K_c K_t \frac{TP}{100} \dots \dots \dots (3.18)$$

Debido a su simplicidad, pocos requerimientos de datos (solamente la temperatura del aire) y su aplicabilidad en las zonas irrigadas del oeste de EE.UU, la ecuación 3.18 fue adoptada para el estudio del modelo. Debido a que el incremento de tiempo seleccionado fue de un mes, las variables de la derecha de la ecuación 3.18, representan valores promedios mensuales aunque estos parámetros podrían haber sido expresados como funciones continuas en lugar de las funciones escalonadas indicadas. Así la ecuación 3.18 estima la evapotranspiración promedio durante cada mes.

La época de cultivo fue asumida para empezar y terminar cuando la temperatura promedio del aire alcanza un valor de 32°F. Pérdidas por evapotranspiración de el área agrícola durante la época de no cultivo fue estimada por la ecuación 3.18. Para muchos cultivos fue necesario extender las curvas de  $K_c$  para incluir el periodo de no crecimiento

(West, 1959). Debido a que la curva de  $K_c$  para pasto aparentemente representa un set de valores para la vegetación del lugar (Riley, 1967) esta curva fue usada como una guía en el desarrollo de una curva similar de  $K_c$  para freatofitas.

Efectos de la humedad del suelo en la evapotranspiración

Como fué discutido anteriormente, a medida que el contenido de humedad del suelo es reducido por evapotranspiración, la tensión que las plantas deben desarrollar para obtener suficiente agua para su crecimiento es aumentada. Está generalmente aceptado que una reducción en la tasa de evapotranspiración, ocurre cuando la cantidad de agua disponible en la zona de raíces, disminuye. Estudios recientes realizados en California por the U.S. Salinity Laboratory (Gardner y Ehlig, 1963) indican que la transpiración ocurre a un ritmo total a través aproximadamente del primer tercio de la humedad disponible en el suelo y que de ahí en adelante la tasa de evapotranspiración real es menor que la potencial. Cuando este punto crítico en la humedad disponible es alcanzado, las plantas comienzan a marchitarse debido a que la humedad comienza a ser un factor limitante. De ahí en adelante una relación esencialmente lineal existe, entre humedad disponible en el suelo y la tasa de transpiración actual. La tasa de evapotranspiración actual fue expresada por Riley, Chadwick y Bagley (1966) de acuerdo con las condiciones finales que acompañan las dos ecuaciones siguientes:

$$ET_r = ET_{cr} \frac{M_s(t)}{M_{es}} \dots \dots \dots (3.19)$$

y

$$ET_r = ET_{cr} \frac{M_s(t)}{M_{es}} \dots \dots \dots (3.20)$$

en la cual

- $ET_r$  = tasa de evapotranspiración actual
- $ET_{cr}$  = tasa de evapotranspiración potencial

$M_{es}^1$  = limite del contenido de agua disponible en la zona de las raices, bajo el cual la evapotranspiracion actual es menor que la potencial

$M_s(t)$  = Cantidad de agua disponible para el consumo de la planta, que es almacenada en la zona de las raices en cualquier instante

$M_{cs}$  = Capacidad de almacenamiento de agua en la zona de las raices, disponible para las plantas

Debido a que las ecuaciones 3.19 y 3.20 son diferenciables con respecto al tiempo, resulta facil el programarlas en la computadora. Integrando la ecuacion 3.20 tenemos:

$$M_s(2) = M_s(1) \exp \left[ - \frac{ET_{cr}}{M_{es}} (t_2 - t_1) \right] \quad (3.21)$$

en la cual los términos  $M_s(1)$  y  $M_s(2)$  son los valores de humedad almacenada en el suelo a tiempos  $t_1$  y  $t_2$  respectivamente. De aqui, cuando las condiciones son tales que el almacenamiento de humedad disponible en el suelo reduce la rata de evapotranspiracion potencial, la rata actual de uso 3.18 y 3.20 para dar:

$$ET_r = \frac{M_s}{M_{es}} K_e K_t \frac{T_a P}{100} \quad (3.22)$$

la ecuacion 3.22 es programada en la computadora para calcular la rata de evapotranspiracion actual. La ecuacion 3.22 se reduce a la 3.18 cuando  $M_s > M_{es}$  tal que  $ET_r = ET_{cr}$ .

Efectos de la pendiente y elevacion sobre la evapotranspiracion

Como ambas afectan la cantidad de energia disponible, la pendiente del terreno (angulo y posicion) y la elevacion influncian el proceso de evapotranspiracion. Riley y Chadwick (1967) consideraron los efectos de la pendiente, introduciendo un parametro de indice de radiacion. Estos mismos

autores tambien introdujeron una correccion por elevacion (equacion 3.22). Este ajuste es necesario para estudios de cuencas, debido a que la temperatura del aire es cada vez un indice menos valioso de la energia disponible, a medida que se incrementa la altura sobre el fondo del valle Siembargo, debido a que el modelo en este estudio ha sido confinado a las relativamente planas areas del piso del valle, tanto el efecto de las pendientes como el de elevacion sobre la rata de evapotranspiracion no son tomadas en cuenta.

Percolacion profunda

El término independiente  $G_r$ , de la ecuacion 3.12 representa la rata de percolacion profunda. Percolacion es simplemente el movimiento de agua a traves del suelo. Percolacion profunda es definida como el movimiento de agua a traves del suelo desde la zona de raices hasta el agua subterranea. Las fuerzas potenciales dominantes causando el movimiento de percolacion son la gravedad y la capilaridad. El agua es removida por gravedad, rapidamente de un suelo saturado en condiciones normales de drenage. Asi la rata de percolacion profunda  $G_r$  es mayor inmediatamente despues de la aplicacion de riego cuando la fuerza de gravedad predomina y decrece constantemente continuando a ratas muy lentas en condiciones de no saturacion. Debido a que el potencial de capilaridad se aplica a traves de todos los regimenes de humedad, la percolacion profunda continua aun cuando el contenido de humedad del suelo sea menor que la capacidad de campo (Willardson y Pope, 1963). Debido a la falta de datos en el area estudiada dejando a un lado las ratas de percolacion profunda en un medio no saturado y en orden de simplificar el modelo fué hecha la asumpcion de que la percolacion profunda ocurre solo cuando la humedad del suelo está a su nivel de capacidad. En muchos casos esta asumpcion causa solo una ligera desuiacion de las condiciones del prototipo. Asi para el modelo, la rata de percolacion profunda viene expresada como:

$$G_r = F_r - ET_{cr}, [M_s(t) = M_{cs}] \quad (3.23)$$

$$G_r = 0, [M_s(t) < M_{cs}] \quad (3.24)$$

en la cual todos los términos fueron definidos previamente.

### Flujo de Salida del Rio

Usando el principio de continuidad de masa (equacion 2.1) el balance hidrológico es mantenido mediante un conteo adecuado de las cantidades de flujo, en varios puntos dentro del sistema. La apropiada translacion del flujo de entrada a traves del sistema en relacion con adiciones y sustraciones cronologicas ocurriendo en tiempo y espacio, concentra el agua en el punto de salida tanto el flujo de salida superficial como el subteraneo. Como fue mencionado anteriormente, redes en la computadora simulan un retardo de tiempo necesario para trasladar el flujo de entrada subteraneo y la percolacion profunda a un punto de salida.

Asi el flujo total de salida desde una sub-cuenca es obtenido a traves de la sumatoria de las siguientes cantidades:

$$Q_o = Q_{is} - W_{tr} + OF_r + Q_{ob} - Q_e \quad (3.25)$$

en la cual

- $Q_o$  = rata total de gasto de salida del sistema
- $Q_{is}$  = rata total de gasto de entrada al sistema (el medido y el estimado)
- $W_{tr}$  = rata a la cual el agua es desviada desde el rio o el reservorio
- $OF_r$  = flujo sobre el suelo y sub-superficial
- $Q_{ob}$  = rata de flujo de salida de aguas subterneas por medio de translacion de percolacion profunda y flujo de entrada subteraneo a la cuenca
- $Q_e$  = rata de desviaciones de agua desde fuentes superficiales para uso fuera de los limites de la subcuenca. Exporta-

ciones tambien entran en esta categoria

Si las subcuenca se seleccionan, tal que no exista flujo de aguas subterneas a traves del punto de salida de ellas el hidrografo de el flujo de salida superficial  $Q_{so}$ , está dado por la equacion 3.25. Esta situacion es asumida que existe en los puntos de reservorios dentro de la cuenca debido a las medidas de construccion tomadas para eliminar flujo subteraneo bajo la presa que crea el reservorio. Por esta razon, cuando fue posible las sub-cuenca se terminaron en la salida de un reservorio. Estos sitios permiten un chequeo en las ratas de flujo de entrada de agua subternea a la subcuenca como se predijo de estudios de verificacion envolviendo modelos para una o mas sub-cuenca aguas arriba.

Para muchas sub-cuenca, la terminacion o punto de salida fue tomado en una estacion medidora y en muchos casos el flujo de agua subternea iba en los alluviones bajo el lecho del rio. Para estas cuenca el flujo total de salida puede ser escrito como

$$Q_{to} = Q_{so} + Q_{go} \quad (3.26)$$

én donde

$Q_{so}$  = rata de salida de flujo superficial de la sub-cuenca

$Q_{go}$  = rata de salida de flujo subteraneo de la sub-cuenca

Las ratas de salida de flujo superficial  $Q_{so}$  pueden ser comparadas con las medidas, pero las subterneas  $Q_{go}$  no son medibles y deben ser predecidas o estimadas. En este estudio se asumio que las ratas de salida de flujo subteraneo eran directamente proporcionales a la rata de salida total y  $Q_{go}$  fué por lo tanto estimado por la siguiente relacion

$$Q_{go} = K_d Q_o \quad (3.27)$$

en la cual

$K_d$  = un coeficiente determinado por verificación del modelo y que representa el porcentaje de flujo que deja la cuenca, en forma de agua subterránea

Debido a los efectos de almacenamiento y permeabilidad, las fluctuaciones en las ratas de flujo subterráneo tienden a ser mucho menos extremas que las del flujo superficial. El valor de  $K_d$  en la ecuación 3.27 fue por lo tanto no mantenido como constante sino que fué expresado como una función inversa del flujo superficial  $Q_{so}$ . Durante

la escorrentia de primavera, por ejemplo los incrementos predecidos en la rata de salida de flujo subterráneo  $Q_{go}$  de la ecuación 3.27 fueron considerablemente menos extremos que los aumentos observados o computados para la rata de salida de flujo superficial  $Q_{so}$ . Relaciones expresando  $K_d$  como una función de  $Q_{so}$ , fueron desarrolladas para cada subcuenca mediante un proceso de verificación del modelo.

## CHAPTER IV

### EL MODELO EN COMPUTADORA Y PROCESO DE VERIFICACION

#### INTRODUCCION

Un modelo en computadora para un sistema hidrológico es creado mediante la programación de interrelaciones matemáticas de el modelo hidrológico, como fue descrito anteriormente. El modelo no simula directamente el sistema físico real pero es análogo al prototipo ya que ambos sistemas son definidos por las mismas interrelaciones matemáticas. Una función matemática que describe un proceso básico tal como evapotranspiración es aplicable a muchos sistemas hidrológicos diferentes. El programa de simulación creado para la computadora incorpora ecuaciones generales de los varios procesos básicos que ocurren dentro del sistema. El modelo en computadora por lo tanto está libre de restricciones geométricas, las cuales son encontradas cuando se simula a través de analizadores de mallas y modelos físicos. El modelo es aplicado a un prototipo particular estableciendo a través de un procedimiento de verificación, valores apropiados de constantes para las ecuaciones requeridas por el sistema.

#### PROCESO DE VERIFICACION

Un modelo de simulación puede ser ideado como una función compleja no lineal de los parámetros del modelo, la cual define la respuesta de el sistema con respecto a ellos. Los parámetros del modelo que afectan la respuesta del sistema incluyen coeficientes del modelo, condiciones iniciales y capacidades de almacenamiento. Los valores numéricos de los veintinueve parámetros que gobiernan normalmente un modelo, deben ser determinados por un proceso de verificación con el fin de unir el modelo a un sistema específico real. El difícil si no imposible mantener en mente todas

las complejas interacciones que ocurren dentro del modelo a medida que los veintinueve parámetros van siendo cambiados y la respuesta del modelo analizada. El problema se puede comparar a aquel de tratar de visualizar una superficie en un espacio de 23 dimensiones.

Además de identificar los parámetros del modelo, los cuales van a ser variados durante el proceso de verificación, alguna medida objetiva del comportamiento del modelo con respecto al sistema real debe ser definida. Como el objetivo de este modelo es simular el flujo de la hoya de un río, la medida escalar:

$$FN = \sum_{i=1}^N W_i D_i^2 \dots \dots \dots (4.1)$$

fue seleccionada, en la cual  $W_i$  es un coeficiente de peso positivo para el  $i^{\text{wo}}$  incremento de tiempo,  $D_i$  es la diferencia entre el hidrógrafo computado y el observado a un tiempo  $i$  y  $N$  es el índice de la última medida del incremento de tiempo. El problema de verificación, es ahora uno de ajustar los parámetros del modelo en forma tal que la función objetiva  $FN$  sea reducida tanto como sea posible. Muchas alternativas con el método tradicional de prueba y error fueron exploradas antes que el presente proceso de verificación fuera desarrollado y programado. La primera fase para el proceso de desarrollo fue examinar los parámetros y valores para los cuales ellos podrían ser obligados por las realidades físicas de el sistema que se está simulando. Esta forma una región investigada factible, fue definida, dentro de la cual la minimización fue a tomar lugar.

La clase general de procesos de minimización no lineal, caracterizados como métodos de

gradiente fueron excluidos porque la información del gradiente no era analíticamente disponible y tendría que ser obtenida a través de un método de diferencias finitas que podría resultar muy inestable, además esto multiplicaría el número de corridas en la simulación (evaluaciones de la función objetivo) por un factor de 24, uno más que el número de parámetros a ser evaluados y por tanto aumentando considerablemente el tiempo de uso de la computadora.

El método finalmente seleccionado como el camino más práctico de lograr útiles resultados con relativamente pocas iteraciones fue una búsqueda directa sobre la posible región. El proceso seguido para llevar a cabo esta búsqueda es mostrado en la Figura 4-1. El método es conceptualmente muy simple, consiste de una búsqueda secuencial a lo largo de cada parámetro, sobre su posible rango, en pasos especificados, almacenando los valores que dan un local o subóptimo mínimo así como También el mínimo total obtenido hasta ese instante. Una vez que todos los parámetros han sido investigados, la función objetivo obtenida de el vector mínimo total obtenido de todas las investigaciones previas. El mejor vector parámetro es escogido para iniciar una secuencia de investigación y el proceso es repetido hasta que la convergencia al mínimo es obtenida.

#### Estructura del Programa de Control

El programa de computación para controlar la simulación hidrológica se conoce como OPVER que son las iniciales de óptima verificación. El programa OPVER realiza dos funciones. Controla las alternativas para llevar a cabo la simulación hidrológica y controla el proceso de investigación para verificar el modelo con computadora para un sistema prototipo particular. El grupo completo de simulación y verificación consiste de el programa principal OPVER y cuatro subrutinas principales que se describen como sigue:

1. HYDSM. Esta subrutina es llamada por OPVER y realiza la simulación hidrológica.
2. BASIC. Esta subrutina produce la entrada de los datos y es común para todas las subcuencas que pueden subsecuentemente ser simuladas.
3. SUBDAT. Esta subrutina produce la entrada de datos necesarios para simular una subcuenca particular.
4. RESRV Esta subrutina simula la operación en masa de los reservorios que pueden existir o ser propuestos dentro de la subcuenca que está siendo simulada.

La idea general de la estructura de control para OPVER y sus operaciones opcionales está dada en la Figura 4-2. Un listado del programa digital, diagramas de flujo para OPVER y las subrutinas primarias, notación del programa e instrucciones generales para el uso del modelo, son dadas en el Apéndice A.

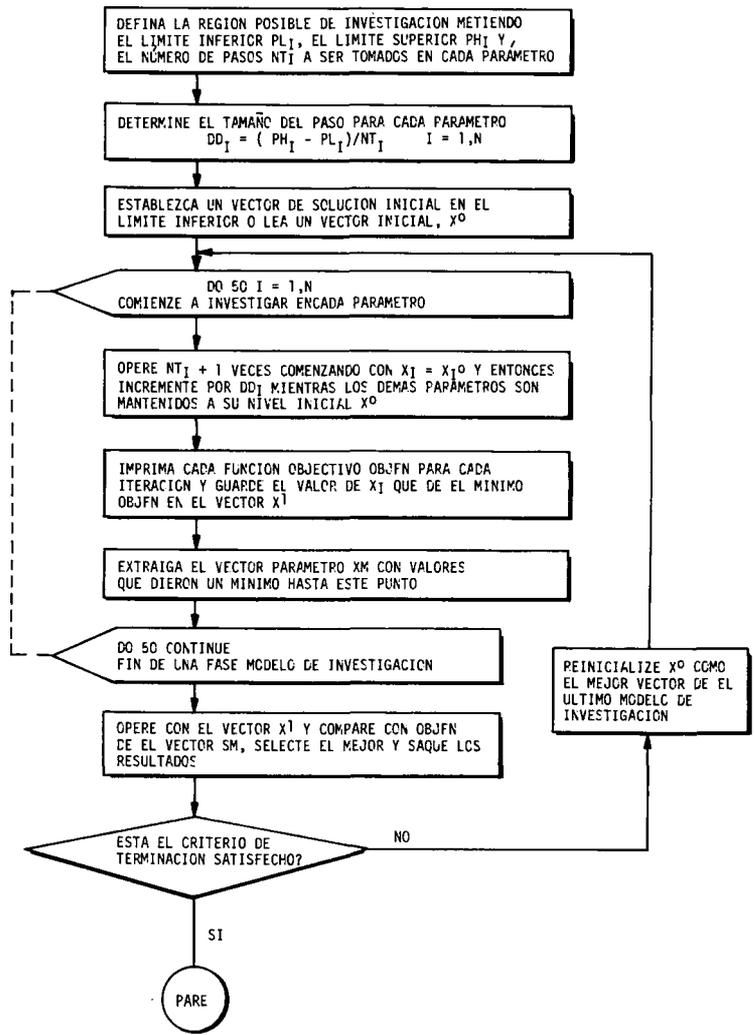


FIGURA 4-1. PROCESO DE BÚSQUEDA PARA LA VERIFICACION DE EL MODELO DE BALANCE HIDROLOGICO DE MASAS.

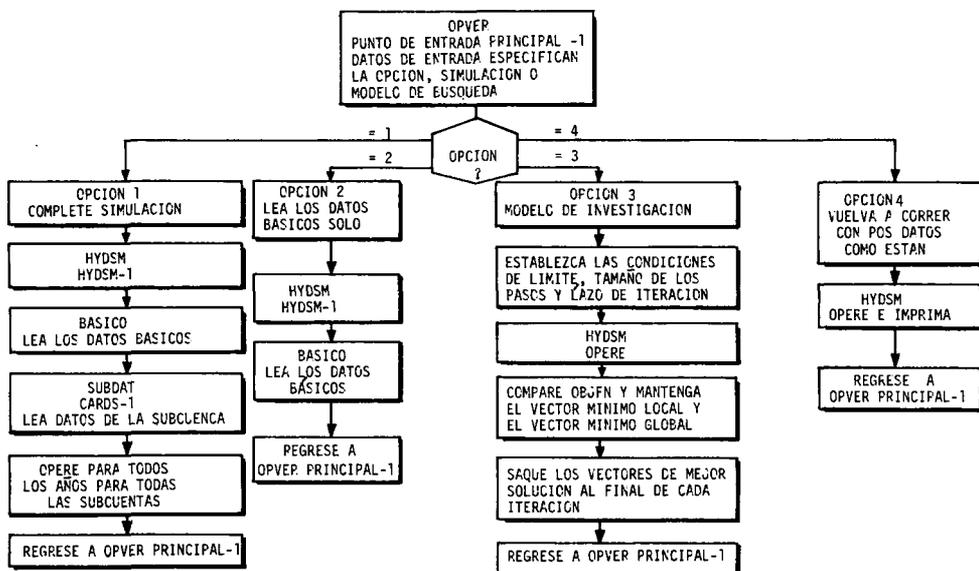


FIGURA 4-2. DIAGRAMA DE FLUJO PARA LAS CUATRO OPCIONES POSIBLES DE OPVER.

## CHAPTER V

### APLICACION DEL MODELO HIDROLOGICO A LA CUENCA DEL RIO LIMARI

#### Verificacion

El modelo de simulacion descrito en los capitulos anteriores es aplicado a una cuenca especifica a traves de un proceso de verificacion. Esto involucra ajustes de los parámetros del modelo hasta que una estrecha relacion es alcanzada entre los valores de salida calculados y los observados.

La evaluacion de los parámetros del modelo puede hacerse de muchas formas bien sean al azar o siguiendo un método específico. En este estudio, a cada coeficiente desconocido de el sistema le es asignado un valor inicial, un limite inferior y otro superior y el numero de incrementos para cubrir el intervalo. La primera variable seleccionada es variada a traves del intervalo especificado mientras que las otras variables permanecen en su valor inicial. Los valores de la funcion objetivo (medida del error) para cada valor de la variable son imprimidos y el valor que produce un minimo es almacenado. Una vez completadas las corridas de la primera variable, ésta vuelve a su valor inicial y la segunda variable es llevada a traves de el mismo procedimiento.

Una vez que todos los coeficientes han sido variados, el grupo de valores que produjeron cada minimo local, es vuelto a correrse en la computadora y el valor de la funcion objetivo resultante es comparado con el menor obtenido en todas las vueltas anteriores. El vector que produce un valor minimo en la funcion objetivo, es seleccionado como el vector inicial para la proxima fase y el proceso es repetido hasta que se encuentre un vector que produzca un correspondencia razonable entre el flujo de salida observado y el computado.

Debe ser notado que la escogencia de el vector variable es basada en el juicio y experiencia del programador. Si embargo, la escogencia de todos

los vectores variables que siguen al primero, es llevada a cabo por la experiencia ganada en la primera fase, y las demás subsecuentes en el proceso. Asi, la verificacion del modelo usa todas las experiencias previas, incluyendo las obtenidas durante el proceso de verificacion.

La calibracion del modelo en este estudio fué basada en 3 años de datos. La salida, en el modelo fué comparada con la medida calculando la suma de el cuadrado de las desviaciones, las cuales fueron la funcion objetivo para el procedimiento de búsqueda descrito previamente. El vector parametro final que fué seleccionado para representar el sistema fué el que minimizó la función objetivo en el proceso de calibracion. Los datos para los tres años requirieron 36 soluciones mensuales en el sistema de ecuaciones simultáneas en términos de cantidades de agua como una funcion del tiempo. Idealmente, la calibracion de datos debe cubrir un amplio rango de valores de entrada, tal como aquellos correspondientes a años muy secos, muy húmedos o normales.

Una descripcion de cada parámetro del modelo descrito por OPVER y la especificacion de iniciacion para una corrida de verificacion, es mostrada en la tabla 5.1. Los vectores solucion obtenidos al final de cada fase secuencial de búsqueda estan resumidos en la tabla 5.2. La convergencia hacia un valor minimo de la funcion objetivo es ilustrada en la Figura 5.1. La comparacion entre la salida de agua superficial observada y la computada para la subcuenca del Rio Grande, para los tres años de datos (1966, 67 y 68) es indicada en la Figura 5.2. Una tabla de valores de salida, en centímetros de profundidad de unidades de flujo es tambien provista

#### Analisis de la sensibilidad

Analisis de la sensibilidad es el término empleado para denotar un cambio en la respuesta del modelo

Table 5-1. Parametros del modelo hidrológico identificados por OPVER e inicializacion para la corrida de verificacion. Rio Grande

Numero del Parametro	Sigla	Descripcion	Pasos NP	Limite Inferior PL	Limite Superior P4	Vector Inicial XIN	Incremento por paso DD
1	KS	Exponente de la rata de derretimiento de nieve	1	.10	.10	.10	.00
2	CIR	Eficiencia de riego (< 1.00)	6	.30	.50	.40	.05
3	CKC	Coefficiente de uso compsumtivo	1	1.00	1.00	1.00	.00
4	C1	Factor de correlacion entre flujo de entrada no medido y lluvia	5	.00	1.00	.20	.20
5	C2	Factor de correlacion entre flujo de entrada no medido y derretimiento de nieve	1	.00	.00	.00	.00
6	COR	Factor de correlacion entre flujo de entrada no medido y un rio con mediciones	5	.00	.10	.50	.02
7	PTH	Precipitacion critica para escorrentia (cms)	1	.00	.00	.00	.00
8	TS	Temperatura critica para el almacenamiento de nieve	1	.00	.00	.00	.00
9	TSM	Temperatura critica para el derretimiento de nieve	1	.00	.00	.00	.00
10	KG	Coefficiente para entrada de agua subterranea ( $\geq 1.0$ )	1	1.00	1.00	1.00	.00
11	DTA	Demora en meses en el retorno de agua subterranea debido a los cultivos	3	.00	7.50	3.00	2.50
12	MCS	Capacidad de humedad del suelo (cms)	5	10.00	25.00	15.00	3.00
13	QGTIC	Flujo subterraneo inicial del agua de cultivo (cms)	3	.00	6.00	.00	2.00
14	QGZIC	Entrada inicial de agua subterranea (cms)	1	.00	.10	.00	.10
15	QH	Punto critico de gran flujo para la determinacion de salida de agua subterranea ( $\geq QM$ , cms)	1	.00	.00	.00	.00
16	QM	Punto critico de flujo mediano, para la determinacion de salida de agua subterranea ( $\geq QH$ , cms)	1	.00	.00	.00	.00
17	CGH	Proporcion de salida de agua subterranea, alto rango	1	.00	1.00	.00	1.00
18	CGM	Proporcion de salida de agua subterranea, mediano rango	1	.00	1.00	.00	1.00
19	CGS	Proporcion de salida de agua subterranea, baja rango	1	.00	1.00	.00	1.00

Table 5-1. Cont.

Numero del Parametro	Sigla	Descripcion	Pasos NP	Limite Inferior	Limite Superior	Vector Inicial	Incremento por paso	
				PL	P4	XIN	DD	
20	MES	Nivel critico de humedad del suelo (< MCS, cms)	5	2.00 5.00	6.00 10.00	5.00	3.00 1.00	x
21	MIC	Almacenamiento inicial de humedad del suelo (cms)	5	2.00 5.00	10.00 10.00	5.00 6.00	2.00 1.00	x
22	SNW	Contenido inicial de agua en la nieve (cms)	1	0.00 .00	0.00 .00	0.00	0.00	
23	CKGI	Coefficiente de translacion para entrada de agua subterranea a <u>traves del limite de la subcuenca</u>	1	0.00 .00	0.00 .00	0.00	0.00	

Tabla 5.2 . Vectores solución determinados al final de cada fase para la corrida de verificación Rio Grande.

	FASE						PL	P4	DD	NP
	X <sub>0</sub> *	X <sub>1</sub> *	X <sub>2</sub> *	X <sub>3</sub> *	X <sub>4</sub> *	X <sub>5</sub> *				
1	.100	.100	.100	.100	.100	.100		.1		
2	.400	.400	.400	.400	.400	.300		.6		
3	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		1.		
4	.000	.000	.000	1.000	1.000	1.000		1.		
5	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
6	.500	.020	.020	.020	.020	.020		0.		
7	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
8	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
9	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
10	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		1.		
11	3.000	3.000	3.000	3.000	.000	.000		7.5		
12	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000		10.		
13	.000	.000	6.000	6.000	6.000	6.000		0.		
14	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
15	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
16	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
17	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
18	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
19	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
20	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000		5.		
21	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000		5.		
22	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
23	.000	.000	.000	.000	.000	.000		0.		
OBJFN	6020	4300	3941	3639	3426	3220				

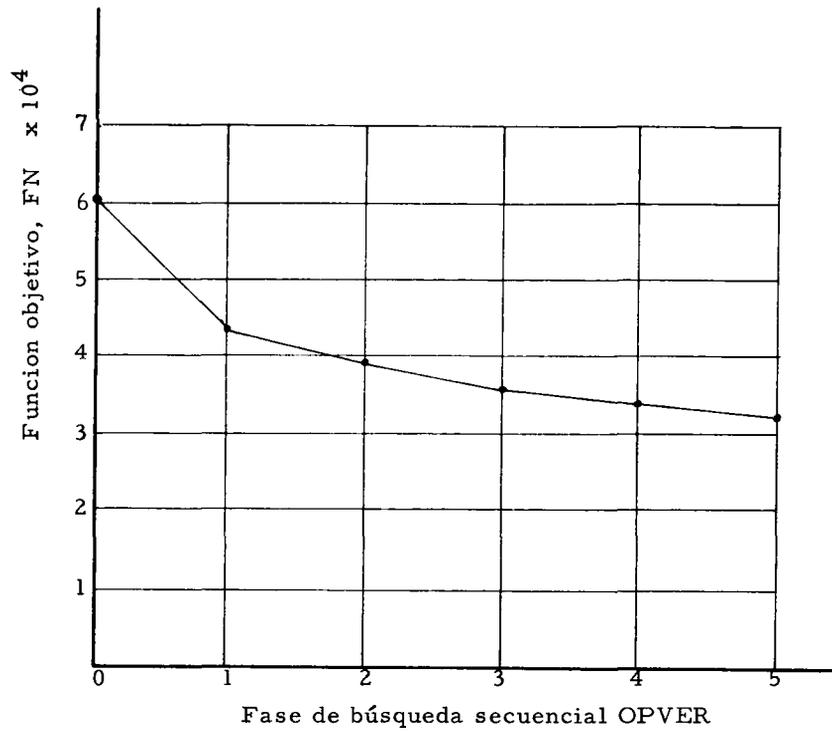


Figura 5.1. Convergencia de FN para la corrida de verificación Rio Grande.

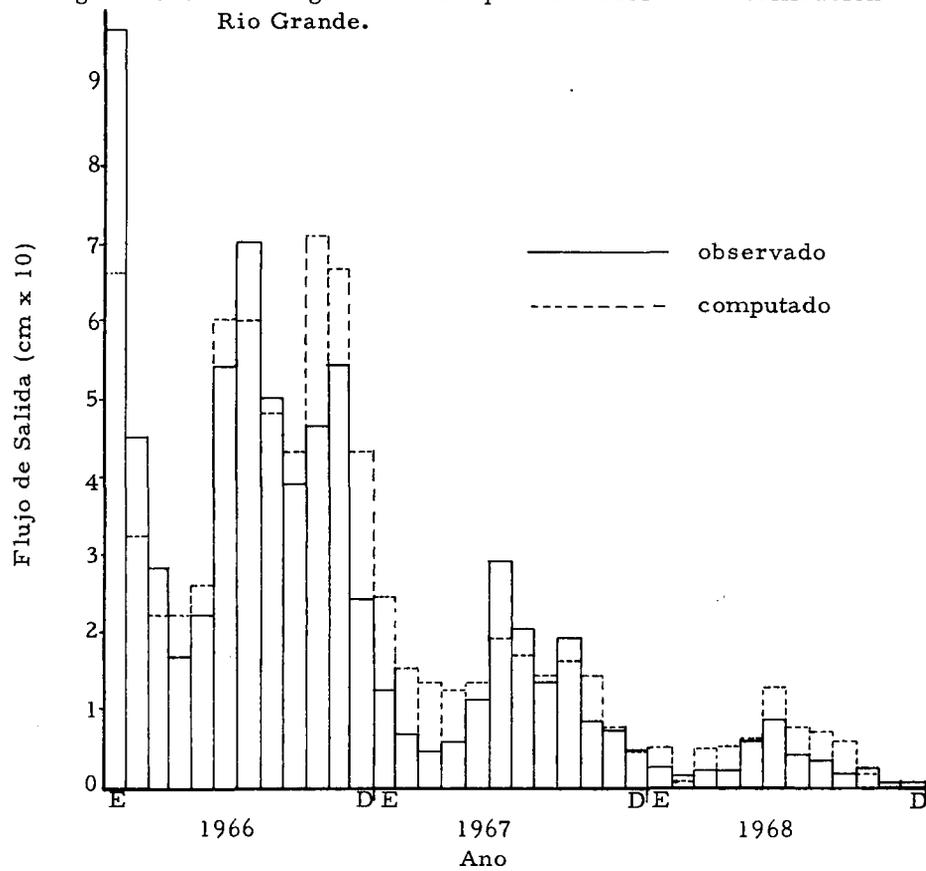


Figura 5.2. Valores computados y observados, de salida en la subcuenca Rio Grande.

debido a un cambio en alguno de los parámetros. Esto es análogo a la derivada parcial de una respuesta del modelo objetivamente definida con respecto a un parámetro específico, por ejemplo el gradiente de el vector parámetro del modelo. Si un pequeño cambio en un sistema particular de parámetros induce a grandes cambios en la salida o respuesta de la función, el sistema se dice que es sensitivo a dicho parámetro. Así, a través de un análisis de la sensibilidad es posible establecer la importancia relativa con respecto al funcionamiento del sistema, de varios procesos y funciones de entrada. Esta información es muy importante desde el punto de vista de manejo de sistemas, sistemas de modelación y la asignación de prioridades en la recolección de datos de campo.

El programa OPVER provee información muy valiosa concerniente a la sensibilidad del sistema mediante el cálculo y señalación de el gradiente del vector parámetro en cada paso, dentro de una fase secuencial de búsqueda. La tabulación así producida durante la última fase de la corrida de verificación es la más significativa en éste respecto debido a que los valores de los parámetros están cerca de sus finales resultados. La primera parte de la tabulación de la quinta fase para Río Grande es incluida en la tabla 5.3. Las primeras dos líneas de la tabla 5.3 consisten de el valor de la función objetivo, FN, la suma algebraica de la diferencia entre los valores computados y los observados, OBA, para el vector inicial, XIN para la quinta fase, seguida por los 21 elementos vectoriales de XIN para la quinta fase en el mismo orden enumerado por la tabla 5.1. Los encabezamientos de la columna son interpretados como sigue: P es el número del parámetro, L es el nivel, PAR es el valor del parámetro, OBJ es el valor de la función objetivo, OBA es la suma algebraica de las diferencias y GRAD denota el valor del gradiente excepto para valores asociados con el nivel 1. Como el gradiente es obtenido por un método de diferencias finitas que requiere dos evaluaciones sucesivas de, la función

objetivo, el valor de ésta, obtenido en el límite inferior (nivel 1) de un parámetro, es usado como referencia para la calculación de el gradiente de el mismo parámetro, en el siguiente nivel.

Una mirada cuidadosa a la última columna, titulada GRAD, revelará cuales parámetros tienen la mayor influencia en el sistema. Esto también ayudará a reducir la región de búsqueda factible y a identificar aquellos parámetros una mejor solución es deseada en cualquier corrida subsecuente de verificación. Debe ser notado, siembargo, que como cada parámetro está compuesto de dimensiones diferentes, la magnitud de los números no es directamente comparable entre parámetros, así pues, las interpretaciones deben de hacerse muy cuidadosamente. Un estudio de la tabla 5.3 revela que el sistema es muy sensitivo al parámetro 2, la eficiencia de riego, y también a los factores de correlación para flujo de entrada superficial no medido. En cualquier corrida subsecuente un incremento en el número de pasos para cubrir un rango reducido de estos parámetros así como también la restricción de la región factible para parámetros menos sensitivos, podría ser apropiada.

Tabla 5.3. Tabulacion de OPVER para la quinta fase de la búsqueda secuencial durante una corrida de verificación para Rio Grande.

P	L <i>med</i>	PAR (valor)	OBJ	OBA $\bar{\Sigma}(D_c)$	GRAD
2	1	.300	3220.29296 <i>min</i>	66.68608	
2	2	.350	3335.66210	62.29496	2307.38281
2	3 *	.400	3426.45019	60.30271	
2	4	.450	3516.81933	59.01557	3623.14501
2	5	.500	3617.67382	57.88880	2017.09008
2	6	.550	3720.80517	56.76211	2062.62695
2	7	.600	3806.06396	55.63533	1705.17602
4	1	.000	3654.72900	23.16699	
4	2	.200	3569.49511	30.59413	-426.16949
4	3	.400	3504.04833	38.02126	-327.23394
4	4	.600	3458.39062	45.44844	-228.28860
4	5	.800	3432.52490	52.87555	-129.32864
4	6 *	1.000	3426.45019	60.30271	
6	1	.000	3398.04150	52.23729	
6	2 *	.020	3426.45019	60.30271	
6	3	.040	3460.94433	68.36817	3145.14208
6	4	.060	3501.52001	76.43360	2028.78442
6	5	.080	3548.18359	84.49893	2333.17919
6	6	.100	3600.93212	92.56437	2637.42724
11	1 *	.000	3426.45019	60.30271	
11	2	2.500	3531.28662	58.59112	-27.85820
11	3	5.000	3821.36083	57.90421	116.02967
11	4	7.500	3816.65478	55.64954	-1.88242
12	1	10.000	3347.57373	65.30270	
12	2	13.000	3403.95800	62.30265	18.79475
12	3	16.000	3438.64404	59.30268	11.56201
12	4	19.000	3452.82031	56.30261	4.72542
12	5	22.000	3451.00781	53.30261	-.60416
12	6	25.000	3449.02490	50.30270	-.66097
13	1	.000	3775.03466	53.81098	
13	2	2.000	3654.51171	55.97480	-60.26147
13	3	4.000	3538.31640	58.13874	-58.09765
13	4 *	6.000	3426.45019	60.30271	
20	1 *	5.000	3426.45019	60.30271	
20	2	6.000	3426.45019	60.30271	-111.86621
20	3	7.000	3426.45019	60.30271	.00000
20	4	8.000	3426.45019	60.30271	.00000
20	5	9.000	3423.79736	60.52732	-2.65283
20	6	10.000	3418.52294	60.98218	-5.27441
21	1	5.000	3438.64404	59.30268	
21	2 *	6.000	3426.45019	60.30271	
21	3	7.000	3414.88818	61.30274	-23.75585
21	4	8.000	3403.95800	62.30265	-10.93017
21	5	9.000	3393.66015	63.30268	-10.29785
21	6	10.000	3380.96972	64.30270	-12.69042

## APENDICE A

### Instrucciones de Operacion de OPVER y Descripciones Técnicas

El programa de computacion denominado OPVER es un programa principal que une las subrutinas requeridas para simular la hidrologia de la cuenca de un rio. Ademas, un procedimiento de búsqueda está incorporado en él.

Un diagrama de flujo de OPVER es mostrado en la Figura A. 1. Los datos necesarios de entrada, para una corrida pueden ser clasificados como:

1. Cartas de control para OPVER especificando la opcion requerida.
2. Datos básicos consistiendo de rótulos para los encabezamientos de las filas y columnas, los cuales van a ser impresos y otros datos que son comunes para todas las subcuencas y que subsecuentemente pueden ser corridos.
3. Datos de la subcuenca necesarios para definir una especifica simulacion deseada.
4. Condiciones de limite y opciones necesarias para controlar el modelo de búsqueda.

El bloque de tarjetas para una simulacion tipica es mostrado en la Figura A. 2. Instrucciones detalladas para preparar las cartas para cada uno de los cuatro grupos de datos estan dadas en las tablas A. 1, A. 2, A. 3 y A. 4 respectivamente. La notacion usada en el programa está dada en la tabla A. 5. Una lista de datos de entrada para un problema de ejemplo es dada en la Figura A. 3. Salida representativa de el programa es mostrada en la Figura A. 4. Un listado de OPVER y todas sus subrutinas es incluido en la Figura A. 5. Diagramas de flujo para las principales subrutinas HYDSM, BASIC, SUBDAT y RESRV son incluidos en las Figuras A. 6, A. 7, A. 8 y A. 9 respectivamente.

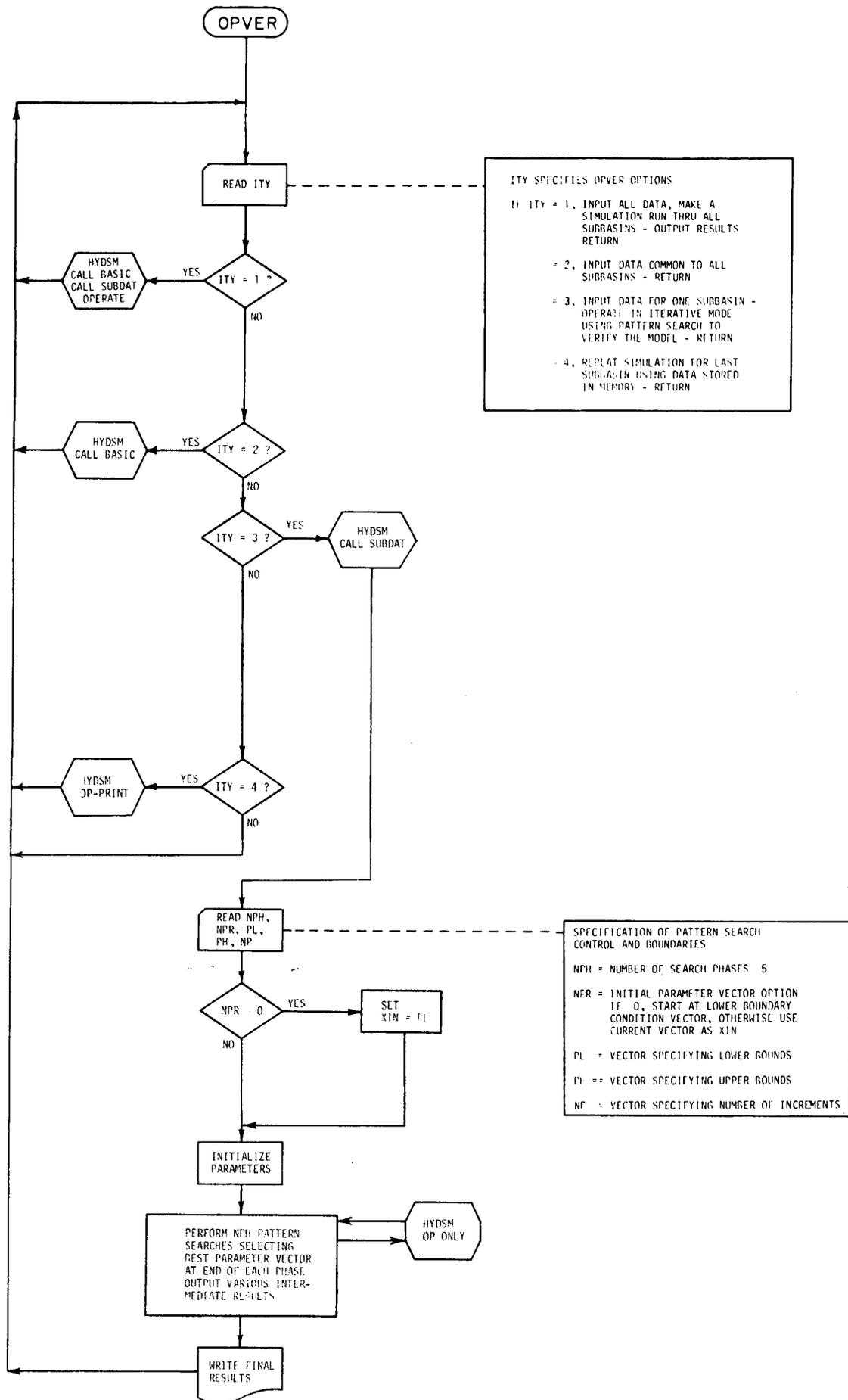


Figura A.1. Diagrama de flujo del programa de simulacion hidrológica OPVER.

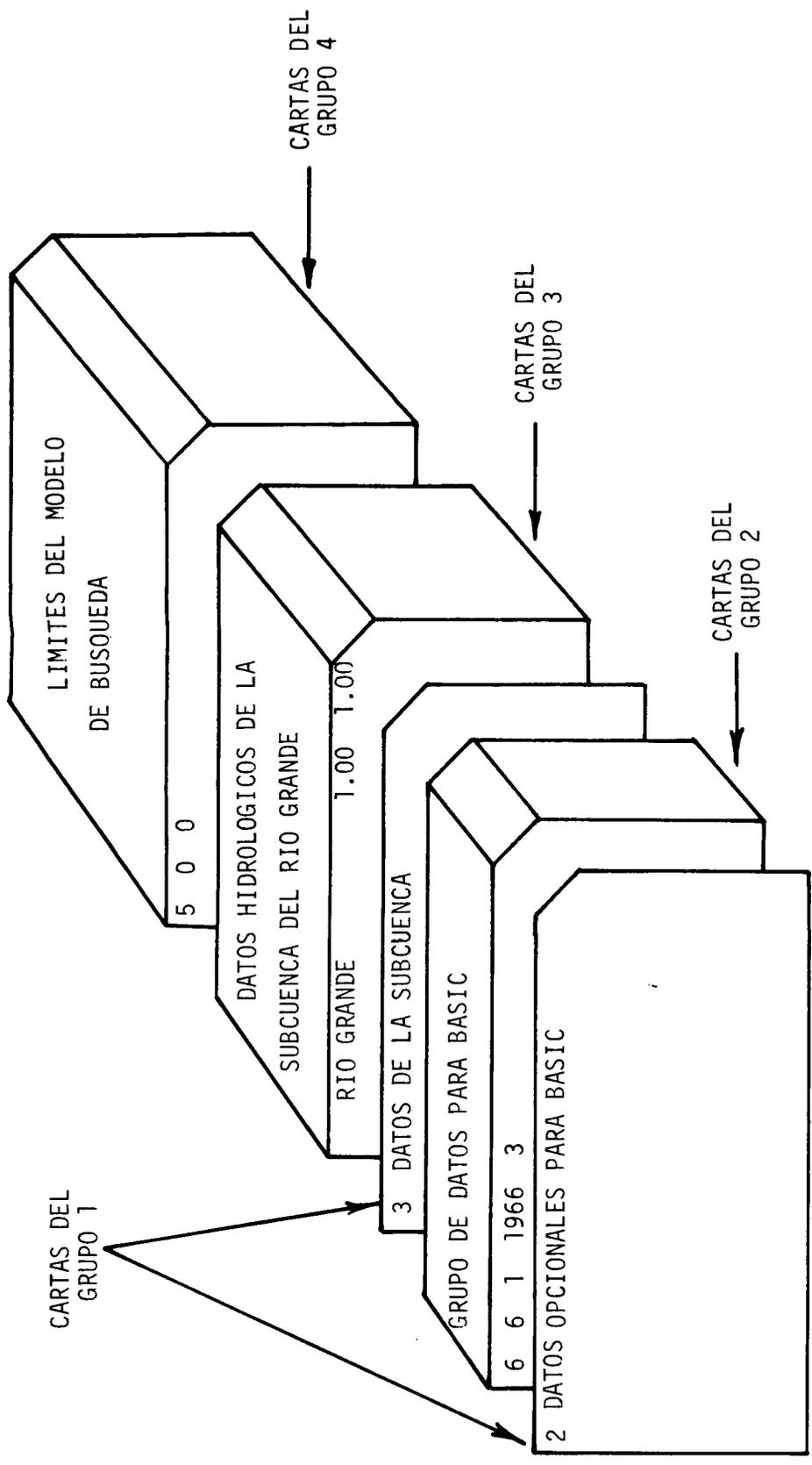


FIGURA A.2. ARREGLO DEL BLOQUE DE CARTAS PARA UNA TIPICA CORRIDA DE OPVER.

INITIAL DATA																
ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANN				
TEMP	PPT	DRIV	OUNG	QC	LN	QS	IT	IG	SG	GL	SN	WS	MT	ET	PM	ETP
97	93	83	88	72	71	73	70	84	87	96	95	104	120	62	20	
GRAINS	1					10	10	20	20	51	104	120	62	20		
BEANS	2					10	10	20	20	20	10	66	98	94		
POTATOES	3					10	10	20	20	44	100	138	20			
VEGETABL	4			50		80	76	38	20	50	80	76	38	20		
ORCHARDS	5	96	83	53	30	20	15	16	24	38	68	88	96			
GRAPES	6	81	78	66	50	35	25	20	23	30	45	68	81			
ALFALFA	7	110	105	99	90	79	65	63	74	86	99	112	119			
CORN	8					10	10	20	20	50	90	100	90	20		
IDLE	9															
BLNK	10															
BLNK	11															
BLNK	12															
BLNK	13															
BLNK	14															
BLNK	1															
BLNK	2															
BLNK	3															
BLNK	4															
BLNK	5															
BLNK	6															
BLNK	7															

SUBBASIN DATA															
RIO GRANDE															
AREA	HAS	1	679	2	101	3	167	4	746	5	1199	6	811	7	1200
AREA	HAS	8	202	9	2261										
AREA	PHRE														
		10	40	100	000	00	50	00	00	00	100	300	1500	0000	
		00	00	00	00	00	00	500	600	00	00	000	00		
		1	3	1	1	2	4								
		1	3	1	1	2	4								
(7X11,2X12F5.1)															
TE	PAL	66	201	189	194	188	138	111	126	119	133	163	172	192	
TE	PAL	67	205	205	188	170	145	108	104	124	124	168	177	193	
TE	PAL	67	209	210	193	159	136	120	120	130	154	162	190	202	
(7X11,2X12F5.1)															
TULA		66	.001	.001	.001	.00	.001	1540	995	480	.001	.001	50	.001	
TULA		67	.001	.001	.001	.001	.001	340	280	85	180	90	.001	.001	
TULA		68	.001	.001	.001	.001	.001	425	.001	.001	180	.001	.001	.001	
HAIT		66	.001	.001	.001	.00	30	1133	160	580	.001	.001	.001	.001	
HAIT		67	.001	.001	.001	.001	.001	590	.001	40	.001	.001	.001	.001	
HAIT		68	.001	.001	.001	.001	30	530	.001	.001	90	.001	.001	.001	
PUSJ		66	.001	.001	.001	.50	.001	1040	640	220	.001	.001	.001	.001	
PUSJ		67	.001	.001	.001	.001	.001	260	140	72	380	40	.001	.001	
PUSJ		68	.001	.001	.001	.001	.001	275	.001	15	80	.001	.001	.001	
(7X11,2X12F5.2)															
GLR		7	68	926	531	418	382	372	580	620	520	596	1030	973	637
GLR		7	67	380	276	231	201	205	187	192	175	207	251	200	147
GLR		7	68	115	94	108	105	111	117	111	99	101	91	71	65
(7X11,2X12F5.2)															
CANDIV		66	800	800	800	800	480	0	0	0	320	800	960	1120	
CANDIV		67	960	800	560	320	240	0	0	0	160	480	800	720	
CANDIV		68	400	640	280	240	160	0	0	0	240	560	720	560	
(7X11,2X12F5.2)															
SPSJ		9	66	2720	1230	743	425	592	1510	2010	1390	1080	1270	1510	546
SPSJ		9	67	291	141	99	135	255	779	536	333	517	181	139	123
SPSJ		9	68	61	41	50	53	184	263	116	95	45	27	22	19
SEM		20	66	50	53	56	61	46	43	.0001	26	37	37	38	51
SEM		20	67	58	39	15	14	62	41	39	34	15	33	46	20
SEM		20	68	11											
(7X11,2X12F5.2)															
LSMO		66	616	353	278	254	247	386	412	346	396	685	647	424	
LSMO		67	253	184	154	134	136	124	128	115	138	167	133	98	
LSMO		68	77	63	72	70	74	78	74	65	67	61	47	43	
POSTA		66	253	145	114	105	102	159	170	142	163	282	267	174	
POSTA		67	104	76	63	55	56	51	53	48	57	69	55	40	
POSTA		68	31	26	30	29	30	32	30	27	28	25	19	18	
GLR		7	66	926	531	418	382	372	580	620	520	596	1030	973	637
GLR		7	67	380	276	231	201	205	187	192	175	207	251	200	147
GLR		7	68	115	94	108	105	111	117	111	99	101	91	71	65
TOE		12	66	191	75	27	40	49	60	116	82	102	198	226	220
TOE		12	67	117	33	29	12	29	49	51	28	26	46	42	31
TOE		12	68	26	15	14	2	8	12	14	15	12	11	9	7
5		0													
10		30	100	0	0	0	0	0	0	0	100	0	1000	0	
0		0	0	0	0	0	0	500	500	0	0	0	0	0	
10		60	100	100	0	10	0	0	0	0	100	750	2500	600	
10		0	0	100	100	100	100	1000	1000	0	0	0	0	0	
1		6	1	5	1	5	1	1	1	1	3	5	3	1	1
1		1	1	5	5	1	1	0	0						

GROUP 1 CONTROL CARD

GROUP 2 CARDS-BASIC DATA  
READ BY SUBROUTINE BASIC

GROUP 1 CONTROL CARD

GROUP 3 CARDS  
SUBBASIN HYDROLOGIC DATA  
READ BY SUBROUTINE SUBCAT

GROUP 4 CARDS-PATTERN  
SEARCH SPECIFICATIONS  
READ BY OPVER

Figura A. 3. List of typical input data for OPVER.

ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANN							
EMP	F	PPT	ORIV	QUNG	OCNL	QSIT	DIGS	OGI	SNM	SNMT	ETPH	ETP	ET	MS	GWRF	QTO	OGO	QSO	QOAG
.897	.893	.883	.888	.872	.871	.873	.878	.884	.887	.898	.893								

RIO GRANDE		1987											
VAR	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANN
TEMP	20.50	20.50	18.00	17.00	14.50	10.00							
F	6.60	6.40	5.40	5.00	4.10	3.05							
PPT	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
ORIV	30.14	20.80	16.03	14.10	15.03	14.50							
QUNG	1.40	.89	.10	.14	.14	.40							
OCNL	33.00	20.23	15.70	11.20	9.47	8.00							
QSIT	20.24	11.80	11.07	10.94	10.84	10.60							
DIGS	10.10	8.47	3.93	3.30	2.94	3.90							
OGI	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
SNM	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
SNMT	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
ETPH	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
ETP	6.32	5.00	4.24	3.30	2.14	1.21							
ET	6.32	5.50	4.24	3.30	2.14	1.21							
MS	15.00	15.00	15.00	14.00	15.00	15.00							
GWRF	4.25	3.00	2.70	1.50	1.24	1.24							
QTO	24.50	15.40	13.00	12.50	13.33	19.05							
OGO	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
QSO	24.50	15.40	13.00	12.50	13.33	19.05							
QOAG	12.31	6.35	4.02	5.25	11.10	20.94							
DIFF	12.10	9.14	0.64	7.24	2.14	-9.00							

RIO GRANDE		1988											
VAR	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANN
TEMP	10.40	12.40	12.40	10.00	17.70	19.30							
F	3.70	3.80	4.50	5.41	6.13	6.34							
PPT	1.40	.89	1.00	.43	.00	.00							
ORIV	14.00	12.95	10.00	15.10	15.10	11.15							
QUNG	1.53	.70	2.01	.61	1.10	1.10							
OCNL	.00	.00	3.64	16.94	20.23	25.41							
QSIT	16.00	13.73	15.42	14.34	6.84	3.63							
DIGS	1.40	.85	3.50	5.51	0.47	7.62							
OGI	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
SNM	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
SNMT	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
ETPH	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
ETP	1.20	1.80	3.35	6.14	0.85	6.71							
ET	1.20	1.80	3.35	6.14	0.85	6.71							
MS	15.00	13.70	13.00	13.30	15.00	15.00							
GWRF	1.43	.63	.23	.00	.00	.37							
QTO	17.93	14.30	15.65	14.42	6.93	4.01							
OGO	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
QSO	17.93	14.30	15.65	14.42	6.93	4.01							
QOAG	20.20	12.95	10.77	7.55	6.33	4.34							
DIFF	-2.30	1.41	-3.11	6.07	.40	-3.33							

RIO GRANDE		1988											
VAR	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANN
TEMP	20.10	18.00	19.40	16.00	13.00	11.10							
F	6.61	6.13	5.55	4.07	4.00	3.60							
PPT	.00	.00	.00	.50	.10	12.37							
ORIV	70.10	30.90	29.54	27.50	27.17	41.02							
QUNG	.65	.37	.29	.83	.30	12.70							
OCNL	20.23	20.23	20.23	20.23	16.94	16.94							
QSIT	02.20	30.07	21.30	19.03	22.45	54.61							
DIGS	8.47	8.47	5.10	9.03	5.10	12.37							
OGI	.00	.00	.00	.00	.30	.00							
SNM	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
SNMT	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
ETPH	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
ETP	6.17	5.00	4.41	3.34	2.03	1.24							
ET	6.17	5.00	4.41	3.34	2.03	1.24							
MS	6.30	11.71	15.00	15.00	15.00	15.00							
GWRF	4.10	1.50	.79	2.33	3.65	5.85							
QTO	66.30	32.30	22.14	22.26	26.11	60.47							
OGO	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
QSO	66.30	32.30	22.16	22.26	26.11	60.47							
QOAG	97.77	45.20	28.20	17.15	22.51	54.81							
DIFF	-31.30	-12.00	-6.03	5.11	3.50	5.65							

RIO GRANDE		1988											
VAR	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANN
TEMP	20.90	21.00	19.30	15.90	13.00	12.00							
F	6.75	6.49	5.53	4.84	4.06	3.00							
PPT	.00	.00	.00	.00	.10	4.10							
ORIV	8.70	6.00	7.90	7.37	7.87	8.43							
QUNG	.00	.00	.07	.07	.17	4.10							
OCNL	14.11	22.50	9.80	8.47	5.64	.00							
QSIT	4.63	.27	5.01	4.80	6.35	12.61							
DIGS	4.23	6.77	2.90	2.54	1.70	4.10							
OGI	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
SNM	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
SNMT	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
ETPH	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
ETP	6.40	5.77	4.30	3.14	2.00	1.34							
ET	6.40	5.77	4.30	3.14	2.00	1.34							
MS	12.75	13.75	12.33	11.73	11.53	14.20							
GWRF	.42	.15	.00	.02	.01	.00							
QTO	5.00	.43	5.07	4.82	6.30	12.62							
OGO	.00	.00	.00	.00	.00	.00							
QSO	5.00	.43	5.07	4.82	6.30	12.62							
QOAG	2.54	1.44	1.07	5.70	9.20	5.70							
DIFF	2.51	-1.01	3.31	2.95	.57	3.33							

OR1= 2502.169  
OR4= 13.357

OR1= 3220.292  
OR4= 06.606

Figura A. 4. List of typical output from OPVER.

Tabla A. 1. Instrucciones para la preparacion de las cartas del control de opcion para OPVER. Grupo 1 de cartas.

Columna	Formato	Sigla	Descripcion
1-5	I5	ITY	Especificacion de la opcion OPVER si ITY: = 1 , solamente simulacion = 2 , lea los datos básicos solamente = 3 , lea los datos de la subcuenca y opere en un modo iterativo usando el sistema de búsqueda para verificar el modelo en la subcuenca específica = 4 , vuelva a correr la última subcuenca

Tabla A. 2. Instrucciones para la preparacion de los datos de BASIC. Grupo 2 de cartas.

Tarjeta	Formato	Sigla	Descripcion
1	<del>(I5)</del> 3	<del>INP</del> <del>IOUT</del> NSB LYRO NYR	Número de entrada para los datos de la subcuenca Número de salida para la simulacion de salida Número de subcuencas Primer ano de simulacion Número de anos de simulacion
2	(13(1xA3))	$V_k$	Vector de 13 elementos para los encabezamientos de las columnas en las tablas: Ejm: ENE, FEB, MAR
3	(20A4)	VARLB	Vector de 20 elementos para los titulos de las filas en las tablas de salida. Deben corresponder a los elementos, como es mostrado en la figura
4	(12F5.3)	$PDL_k$	Vector de proporcion de horas de luz para diferentes meses, en el mismo orden que el vector V
5 <sub>1</sub> -5 <sub>14</sub>	(10x12F5.2)	$WKC_{jk}$	Arreglo, del coeficiente de uso <u>consumptivo para plantas</u> usando la ecuacion modificada de Blaney-Criddle. 14 cartas son requeridas, una para cada cultivo. j es el cultivo, k es el mes.
6 <sub>1</sub> -6 <sub>7</sub>	(10x12F5.2)	$PKC_{jk}$	Arreglo para el coeficiente de uso <u>consumptivo de freatofitas</u> . Siete cartas son requeridas, una para cada freatofita. j es la freatofita, k es el mes.

Tabla A. 3. Preparacion de las cartas de datos de la subcuenca.  
Grupo 3 de cartas.

Carta	Formato	Sigla	Descripcion
1	(10A4, 4I5, 2F5. 2)	BASID IRES $> 0$  MANG $> 0$  IPDD $> 0$  JCONV $> 0$  TCVR(1) $> 0$  TCVR(2) $> 0$	Encabezamiento de la página >0 Especifica la opcion de HYDSM de operacion del reservorio >0 Especifica la opcion de manejo HYDSM >0 Imprima en una tabla todas las filas provenientes de HYDSM sino imprima solamente las primeras, para flujo medido y diferencias >0 Especifica los factores de conversion a ser leidos en la carta para convertir los datos de entrada a cms Coeficiente de ajuste para la temperatura Coeficiente de ajuste para la precipitacion
2*	(10x10F7. 0)	RES <sub>1</sub>	Vector de 10 elementos con los parámetros de operacion del reservorio. Necesitados solo si IRES > 0. Vea tabla A. 5 para mas detalles
3*	(2F10. 0, 12F5. 0)	CTM  BAREA  CMS	Temperatura para el manejo de desuiciones de los canales Area básica para la cual los parámetros del modelo fueron desarrollados Vector de 12 elementos para los parámetros mensuales de manejo, de almacenamiento de humedad en el suelo
4	(10x7(I3, F7. 0))I <sub>j</sub> , DCA <sub>j</sub>		Vectores para el número de cultivos y área en hectareas para j <sup>avo</sup> cultivo correspondiente a WKC <sub>jk</sub> . Exactamente dos cartas son requeridas. Si DCA = 0, ni I <sub>j</sub> ni DCA <sub>j</sub> necesitan ser perforadas
5	(10x7(I3, F7. 0))I <sub>j</sub>	DCA <sub>j</sub>	Vector de freatofitas y área en hectareas para la freatofita j correspondiente a la j <sup>ava</sup> freatofita en PKC <sub>jk</sub> . Una carta es requerida
6	(13F6. 2)	DIG	Un vector de 25 elementos de los parametros del modelo. Vea tabla 13. 5-A para mas detalles

Tabla A. 3. Cont.

Carta	Formato	Sigla	Descripcion
7	(8I5)	$N_I$	<p>Vector de el número de estaciones con NYR años de datos tipo I los cuales van a ser leídos y usados en el programa. La correspondencia de los datos es la siguiente:</p> <p>I = 1, temperatura de las estaciones  = 2, precipitacion de las estaciones  = 3, estacion de correlacion con agua corriente  = 4, estaciones de canales de desviacion  = 5, estaciones de medicion de flujo de salida  = 6, estaciones de medicion de flujo de entrada de los rios  = 7, estaciones de entradas subsuperficiales  = 8, minimo flujo de salida mensual (usado solo si IRES &gt; 0)</p>
8*	(8F10.2)	$CVR_j$	<p>Vector de los factores de conversion, para llevar los datos de entrada a cms. Necesitados solamente si JCON &gt; 0. Si JCCNV = 0, el programa asume que todo el flujo de entrada viene dado en mts<sup>3</sup>, la temperatura en °C y la precipitacion en mm.</p>
9 <sub>1</sub> -9 <sub>8</sub>	(10A4)	$FMT_1$	<p>Carta con un formato de especificacion de 40 caracteres seguida por (NYR * <math>N_I</math>) cartas de datos de entrada para el tipo I. Un grupo de estas cartas para un tipo particular de datos son incluidas solo si <math>N_I &gt; 0</math>. El formato debe especificar la lectura de un entero (no pto decimal) para el factor escalar y 12 variables reales (pto decimal) correspondientes a los datos mensuales.</p>

\*Estas cartas son requeridas solo si un parametro opcional para ellas es mayor que cero.

Tabla A.4. Instrucciones de preparacion para las cartas de especificacion del modelo de búsqueda. Grupo 4 de cartas.

Carta	Formato	Sigla	Descripcion
1	(3I5)	NPH	Numero de fases a ser corridas durante el modelo de búsqueda. $1 \leq NPH \leq 5$
		NPR	Opcion especificando el vector inicial de búsqueda. Si $NPR = 0$ use un vector parámetro corriente como inicial. Si $NPR > 0$ , use el limite inferior como vector inicial
		NWC	Opcion que especifica los coeficientes de peso mensuales para calcular $OBJ = \sum W_R(DIFF_R)$ Si $NWC = 0$ use $W_R = 1.0$ $> 0$ use $W_R$ de las cartas de entrada
2*	(12F6.2)	$W_R$	Vector de coeficientes de peso mensuales para calcular OBJ. Necesitado solamente si $NWC > 0$
3 <sub>1-2</sub>	(13F6.2)	$PL_j$	Vector de limites inferiores para los parametros digitales vea la tabla B.5.A para mas detalles. $j = 1 @ 23$
4 <sub>1-2</sub>	(13F6.2)	$PH_j$	Vector de limites superiores para los parámetros digitales $j = 1 @ 23$
5 <sub>1-2</sub>	(16I5)	$NP_j$	Numero de pasos para cada parametro digital

\*Estas cartas son requeridas solo si un parametro opcional para ellas es mayor que cero.

Tabla A.5. Notacion para OPVER y sus subrutinas.

A. Parametros del modelo, DIG(I). Entrada por SUBDAT.

Numero del Parametro	Sigla	Descripcion	Numero del Parametro	Sigla	Descripcion
1	KS	Exponente de la rata de derretimiento de nieve	13	QGTIC	Flujo subterraneo inicial del agua de cultivo
2	CIR	Eficiencia de riego (< 1.00)	14	QGZIC	Entrada inicial de agua subterranea (cms)
3	CKC	Coeficiente de uso compsumtivo	15	QH	Punto critico de gran flujo para la determinacion de salida de agua subterranea ( $\geq$ QM, cms)
4	C1	Factor de correlacion entre flujo de entrada no medido y lluvia	16	QM	Punto critico de flujo mediano, para la determinacion de salida de agua subterranea ( $\geq$ QH, cms)
5	C2	Factor de correlacion entre flujo de entrada no medido y derretimiento de nieve	17	CGH	Proporcion de salida de agua subterranea, alto rango
6	COR	Factor de correlacion entre flujo de entrada no medido y un rio con mediciones	18	CGM	Proporcion de salida de agua subterranea, mediano rango
7	PTH	Precipitacion critica para escorrentia (cms)	19	CGS	Proporcion de salida de agua subterranea, baja rango
8	TS	Temperatura critica para el almacenamiento de nieve	20	MES	Nivel critico de humedad del suelo (< MCS, cms)
9	TSM	Temperatura critica para el derretimiento de nieve	21	MIC	Almacenamiento inicial de humedad del suelo (cms)
10	KG	Coeficiente para entrada de agua subterranea ( $\geq$ 1.0) <sup>24</sup>	22	SNW	Contenido inicial de agua en la nieve (cms)
11	DTA	Demora en meses en el retorno de agua subterranea debido a los cultivos	23	CKGI	Coeficiente de translacion para entrada de agua subterranea a traves del limite de la subcuenca
12	MCS	Capacidad de humedad del suelo (cms)			

Tabla A. 5. Cont.

B. Parámetros de operacion del reservorio, RES(I). Entrada por SUBDAT cuando IRES > 0.

I	Sigla	RES(I) Descripcion
1	STI	Volumen inicial almacenado en el reservorio en mts <sup>3</sup> a un tiempo cero
2	STMN	Minimo almacenamiento utilizable (mts <sup>3</sup> )
3	STMX	Maximo almacenamiento (mts <sup>3</sup> )
4	ERR	Nivel de precision deseado para sucesivas computaciones de area
5	CA	Area del reservorio a STMN = 0 (hectareas)
6	C1	Constante en la ecuacion de area uno
7	C2	Exponente en la ecuacion de area uno
8	STB	Punto de quiebre en el almacenamiento entre la ecuacion de area uno y la dos (mts <sup>3</sup> )
9	C3	Constante en la ecuacion de área dos
10	C4	Exponente en la ecuacion de área dos

Tabla A. 5. Cont.

C. Datos hidrologicos de entrada en la subcuenca, DUM(J, K, L). Entrada por SUBDAT. J es el ano, K es el mes y L es el tipo de dato.

L	Sigla	Descripcion
1	TEMP	Temperatura mensual de la subcuenca (°C)
2	PPT	Precipitacion mensual en la subcuenca (mm)
3	QCOR	Flujo superficial por correlacion para obtener el flujo de entrada superficial mensual no medido (mts <sup>3</sup> )
4	QCNL	Desviaciones de canal en la subcuenca. Mensual (mts <sup>3</sup> )
5	QGAG	Flujo mensual de salida medido en la subcuenca, a ser usado para verificarlo con OPVER (mts <sup>3</sup> )
6	QRIV	Flujo mensual medido de entrada de agua superficial (mts <sup>3</sup> )
7	QGLI	Flujo mensual de entrada de agua subterranea, medido o estimado (mts <sup>3</sup> )
8	QR	Valores minimos de salida del reservorio cuando IRES > 0 (mts <sup>3</sup> )

Tabla A.5. Cont.

D. Títulos en las tablas a ser impresas, OUT(K,L). K es el mes y L es el tipo de dato.

L	Sigla	Descripcion
1	TEMP	Temperaturas mensuales
2	F	F de Blaney-Criddle
3	PPT	Precipitacion mensual
4	QRIV	Flujo mensual superficial de entrada medido
5	QUNG	Flujo mensual superficial de entrada, no medido
6	QCNL	Desviaciones mensuales en canales
7	QSIT	Agua superficial disponible para ser transferida a través de la cuenca $= \theta_{sat} - E_{m, sup} + I_{comp} - ET_{f, net}$
8	QIGS	Agua superficial empleada en la humedad del suelo de la zona agricola $= PP + E_{soil}^{EFF}$
9	QGLI	Flujo mensual subteraneo, medido o estimado <i>o presente</i>
10	SNW	Nieve almacenada al final del mes
11	SNMT	Nieve derretida mensualmente
12	ETPH	Evapotranspiracion de las freatofitas en el area
13	ETP	Evapotranspiracion potencial de el area de cultivo
14	ET	Evapotranspiracion real de el area de cultivo
15	MS	Humedad almacenada en el suelo al final del mes
16	GWRF	Flujo subteraneo de retorno proveniente de percolacion profunda
17	QTO	Flujo de salida total mensual de la cuenca
18	QGO	Flujo de salida subteraneo de la cuenca
19	QSO	Flujo de salida superficial de la cuenca
20	QGAG	Flujo de salida medido de la cuenca
21	DIFF	Diferencia entre QSO y QGAG
	OBJ	Suma del cuadrado de las diferencias $\sum (DIFF)^2$
	OBA	Suma algebraica de las diferencias anuales

```

C OPTIMAL VERIFICATION BY MODIFIED PATTERN SEARCH - OPVER
REAL MIC,MS,KS,KG,MS,MCS
COMMON MKC(14,12),POL(12),N(8),DO(12),FMT(18),CVR(8),MCS,
1V(13),A(10),BASID(10),PV(15),DUM( 3,12,8),PKC(7,12),SHKC(12),
2SPKC(12),II(14),OCA(14),CAC(14),PCA(14),PAC(7),PPA(7),OUT(13,21)
3,DIG(25),RES(10),RESC(10),ROUT(4,13,2),XIN(25)
4,MIC,MS,EMS2,XIN(6,25),PM(25),PL(25),DR(25),NP(25)
COMMON INP,IOUT,NSB,LYRO,NYR,IRES,HANG,JRES,CTM,CONV,CONV1,CONPV
      ,CMS(12),IPDD,#(12)

```

V ONLY

IN AND OPTIMIZE PARAMETERS  
 .ASY SUBBASIN

AND OPTIONS FOR SETTING XIN TO LOWER  
 G COEFFICIENTS TO BE READ IN (N4C)

WEIGHTING COEFFICIENTS FOR OBJ  
 101)M(L),L=1,12  
 VELS  
 25)  
 25)  
 25)

VECTOR TO THE LOWER BOUNDARY

PL PH XIN DD///)  
 L(L),PM(L),XIN(1,L),DR(L)

INITIAL LEVEL AND OPERATE

IAL DATA

XIN(K,L),L=1,25)  
 13F6,2/1X13F6,2)  
 NEEDED VECTOR DO NOT REPEAT LIST OF OUTPUT

,(XIN(L),L=1,25)  
 OF XIN(K,L)

```

C OPERATE WITH BEST VECTOR
100 WRITE(IOUT,100)
CALL MYDSM(3,2,ROBJ,ROBA)
WRITE(IOUT,104)ROBJ,ROBA,(XIN(K,L),L=1,25)
101 PHOBJ=ROBJ
PHOBA=ROBA
106 FORMAT(1H84X1HP4Y1HL5X3HPAR13X3HOB15X3HOB15X4MGRAD/)
WRITE(IOUT,106)
C DO FOR EACH PARAMETER
35 OOB0I=1,25
XIN(K+1,I)=XIN(K,I)
PAR=PL(I)
NT=NP(I)+1
C DO FOR EACH LEVEL
30 DO 50 J=1,NT
IF(AP(I)-LE,1) GO TO 51
DTP=PAR-XIN(K,I)
IF(DTP)36,48P,37
30 DTP=-DTP
37 IF(DTP-.ROBJ)48P,48P,39
48P WRITE(IOUT,407)I,J,XIN(K,I),PHORJ,PHODA
407 FORMAT(1X,215,2H +,F8,3,3F18.5)
GO TO 48
39 DIG(I)=PAR
45 CALL MYDSM(3,3,OBJ,OB4)
IF(J-1)55,55,56
55 PORJ=OBJ
ORJ=ORJ
WRITE(IOUT,107)I,J,PAR,OBJ,OB4
GO TO 57
56 SRAB=(OBJ-ORJ)/DR(I)
ORJ=ORJ
WRITE(IOUT,107)I,J,PAR,OBJ,OB4,GRAD
107 FORMAT(1X215,F10,3,3F18,5)
C CHECK OBJECTIVE FUNCTION IMPROVEMENT
57 IF(OBJ-POBJ)46,47,47
46 POBJ=OBJ
POBA=OB4
XIN(K+1,I)=PAR
C CHECK OBJ AGAINST MINIMUM ROBJ
47 IF(OBJ-ROBJ)140,48,48
140 ROBJ=OBJ
ROBA=OB4
DO 150 L=1,25
150 XIM(L)=XIN(K,L)
XIM(I)=PAR
48 PAR=PAR-OP(I)
50 CONTINUE
C RESET PARAMETERS
51 DIG(I)=XIN(K,I)
80 CONTINUE
WRITE(IOUT,108)
70 CONTINUE
C END OF ALL PHASES OPERATE AND PRINT LAST TIME
K=NPH+1
C SET ALL PARAMETERS TO INITIAL LEVEL AND OPERATE
C DIGITAL
DO 127 L=1,25
127 DIG(L)=XIN(K,L)
C OPERATE AND RETURN OBJ
CALL MYDSM(3,3,OBJ,OB4)
WRITE(IOUT,104)OBJ,OB4,(XIN(K,L),L=1,25)
WRITE(IOUT,104)ROBJ,ROBA,(XIN(L),L=1,25)
IF(OBJ-ROBJ)240,240,200
200 DO 200 L=1,25
200 XIN(K,L)=XIM(L)
C RESET PARAMETERS TO XIM
C DIGITAL
DO 227 L=1,25
227 DIG(L)=XIN(K,L)
240 WRITE(IOUT,100)
C OPERATE AND PRINT WITH FINAL DATA
CALL MYDSM(3,2,OBJ,CBA)
WRITE(IOUT,104)OBJ,OB4,(XIN(K,L),L=1,25)
WRITE OUT XIN TABLE
WRITE(IOUT,221)
201 FORMAT(1H1,32X,3HXIN/10Y,3H I/)
VPP=NPH+1
DO 78 I=1,25
78 WRITE(8,202)I,(XIN(L,I),L=1,NPP)
202 FORMAT(10X,I3,6F7,3)
GO TO 1
80 CALL MYDSM(IENT,IRET,OBJ,OB4)
GO TO (1,1,9,1),ITY
99 STOP
END

```

st of digital computer program OPVER with all subroutines.

```

C HYDROLOGIC SIMULATION MODEL - SUBROUTINE HYDSM
SUBROUTINE HYDSM(IENT, JPT, OBJ, UBA)
REAL MC, MS, MS2, MS3, MS4, MS5, MS6, MS7, MS8, MS9, MS10, MS11, MS12, MS13, MS14, MS15, MS16, MS17, MS18, MS19, MS20, MS21, MS22, MS23, MS24, MS25, MS26, MS27, MS28, MS29, MS30, MS31, MS32, MS33, MS34, MS35, MS36, MS37, MS38, MS39, MS40, MS41, MS42, MS43, MS44, MS45, MS46, MS47, MS48, MS49, MS50, MS51, MS52, MS53, MS54, MS55, MS56, MS57, MS58, MS59, MS60, MS61, MS62, MS63, MS64, MS65, MS66, MS67, MS68, MS69, MS70, MS71, MS72, MS73, MS74, MS75, MS76, MS77, MS78, MS79, MS80, MS81, MS82, MS83, MS84, MS85, MS86, MS87, MS88, MS89, MS90, MS91, MS92, MS93, MS94, MS95, MS96, MS97, MS98, MS99, MS100
COMMON NMC(14,12), PDL(12), N(8), DD(12), FMT(18), CVR(8), MCS,
1Y(13), A(18), BASTD(18), PV(15), DUR( 3,12,R), PKC(7,12), SMK(12),
2SPKC(12), I(14), OCA(14), CAC(14), PCA(14), PAC(7), PPA(7), OUT(13,21)
3,DIG(25), RES(18), RESC(18), ROUT(4,13,2), XIM(25)
4, MIC, MS, EMS2, XIM(8,25), PH(25), PL(25), DR(25), NP(25)
COMMON INP, IOUT, N8B, LYRO, NYR, IRES, HANG, JRES, CTM, CONV, CONVP, CONPV
1, MSB, SPAC, SCAC, NYR, BAREA, CHS(12), IPDD, N(12)
DIMENSION OM(24), VARLB(21), GWI(24)
DATA VARLB(21)/4MDIFF/
MLL=21
GOTO(7,8,15), IENT
INP IS INPUT DEVICE, IOUT IS OUTPUT DEVICE, MSB IS NO OF SUB-
BASINS LYRO IS THE BEGINNING YEAR OF SIMULATION AND NYR IS THE NO
OF YEARS
C
C CALL BASIC(VARLB)
WRITE(IOUT,207)
IF(IRES.EQ.1)RETURN
INITIALIZE ORIV AND OGLI
REPEAT PROCEDURES FOR EACH SUB-BASIN
C
C DO 38 I=1,MSB
24 CALL SUBOAT(VARLB,I)
WRITE(IOUT,207)
207 FORMAT(1M1)
C
C ENTRY POINT FOR OPT VER
15 OBJ=0,0
MS=0,DIG(12)
MS2=0,DIG(28)
MIC=0,DIG(21)
MS=MIC
EMS2=MIC
SM2=0,DIG(22)
CKG=0,DIG(18)
IDTA=0,DIG(11)
OGTIC=0,DIG(13)
OG2IC=0,DIG(14)
OH=0,DIG(15)
OH=0,DIG(18)
CGM=0,DIG(17)
CGM=0,DIG(18)
CGS=0,DIG(19)
CKG1=0,DIG(23)
DO 299 J=1,24
GW(J)=0.
299 GW(J)=0.
C
C INITIALIZE OBJECTIVE FUNCTION
REPEAT PROCEDURES FOR EACH YEAR
207 DO 125 J=NYR, NYR
IF=1
SNM1=0,DIG(22)
EMS1=MS
188 JJ=LYRO+J-1
INITIALIZE ANNUAL VALUES
DO 23 L=1,21
23 OUT(13,L)=0.
C
C REPEAT CALCULATIONS FOR EACH MONTH
DO 28 K=1,12
TEMP=DUM(J,K,1)
PPT=DUM(J,K,2)
OCOR=DUM(J,K,3)
OGAG=DUM(J,K,5)
ORIV=DUM(J,K,6)
OGLI=DUM(J,K,7)
OUT(K,2)=TEMP-PDL(K)
EKT=.0173*TEMP-.314
C
C METRIC VERSION - CENTIMETERS IS
OUT(K,2)=PDL(K)*(1.8+TEMP-32.)
EKT=.0311*TEMP-.248
IF(EKT.LT.1.3) EKT=.3
ETP=EKT-OUT(K,2)+DIG(3)
C
C METRIC VERSION - CENTIMETERS IS
ETP=EKT-OUT(K,2)+DIG(3)+2.54
ETP=SPKC(K)+ETP
ETPH=SPKC(K)+ETP
NETPH=ETPH*(SPAC/SCAC)
RPHT=0.
RPSM=PPT
SNM2=0.
IF(TEMP.GT.DIG(8))GOTO9
DIG(22)=DIG(22)+PPT
RPSM=0.
9 IF(TEMP.LT.DIG(9))GOTO9
SNM2=DIG(22)*(1.-EXP(-DIG(1)*(TEMP-DIG(9))))
IF(DIG(22).LT.SNM2)SNM2=DIG(22)
DIG(22)=DIG(22)+SNM2
18 RPHT=RPSM+SNM2
C
C MANAGEMENT STUDY CANAL DIVERSIONS
PUT LEACHING WATER RECD IN DUR(J,K,4)
IF(HANG)4,5,4
5 OCNL=DUM(J,K,4)
GO TO 6
4 ETP1=ETP
IF(IPDD.EQ.8)MLL=19
31 DTM=TEMP-CTM
IF(DTM)35,35,36
35 ETN=0.
GO TO 38
36 ETN=ETP1-RPHT-(MS-CHS(K))
37 IF(ETN.LT.0)ETN=0.
38 OCNL=DUM(J,K,4)+ETN/DIG(2)
6 PC=(RPSM-DIG(7))+DIG(4)
IF(PC.LT.0.)PC=0.
SC=DIG(5)+SNM2
QUNG=SC+PC+DIG(6)+OCOR
QIV=ORIV+QUNG
WAD=QIN-NETPH+RPHT*(SPAC/SCAC)
IF(WAD.LT.2)GO TO 87
IF(WAD.LT.0.)WAD=0.
IF(OCNL.GT.WAD)OCNL=WAD
87 ODIV=DIG(2)+OCNL
OIGS=RPHT+ODIV
OSIT=WAD+ODIV
IF(SCAC.LE.4)GO TO 295
EMS3=MS
AVMS=MS
14 DO 13 NITR=1,18
ET=ETP+AVMS/MES
IF(ET.GT.ETP)ET=ETP
MS=EMS3+OIGS-ET
IF(MS.GT.MCS)GO TO 11
DP=0.
GO TO 12
11 DP=MS-MCS
MS=MS3
12 DMS=ARS(MS-EMS1)
IF(DMS.LT.0)GO TO 300
AVM8=(EMS3+MS)*.5
13 EMS1=MS
GO TO 300
205 MSB=
DP=0.
308 EMS1=MS
CROPLAND GROUNDWATER RETURN FLOW
ID=0+IDTA
GW(ID)=DP
OI=GW(K)
CALL GWROUT(002,OGTIC,CKG,01)
GWRP=(OGTIC+002)*0.5
OGTIC=002
QSO=OSIT+GWRP
C
C ROUTING OF GROUNDWATER THROUGH BASIN
IF(CKS1.LE.0.8)GO TO 400
CALL SHROUT(002,OG2IC,CKG1,OGLI)
OG1=(OG2IC+002)*0.5
OG2IC=002
QSO=QSO+OG1
400 QTO=QSO
C
C UNDER THE GAGE GROUNDWATER OUTFLOW
QGO=0.
IF(QW.EQ.0.)GO TO 384
IF(QTO.LT.OM)GO TO 381
QGO=CGM+QTO
GO TO 383
381 IF(QTO.LT.OM)GO TO 382
QGO=CGM+QTO
GO TO 383
382 QGO=CGS+QTO
383 QSO=QTO-QGO
384 IF(IRES)34,34,33
C
C IF IRES GT 4 OPERATE RESERVOIR
33 CALL RESRV(J,K,QSO,QGO,QTO,ETP,IFF)
C
C OUTPUT THE RESULTS OF SIMULATION
C
C CALCULATE OUTPUT ARRAY IN INCHES
C
C METRIC VERSION - CALCULATE OUTPUT ARRAY IN CENTIMETERS
C
C ACCUMULATE SUMS FOR ANNUAL VALUES
34 CALL OOUT(OUT,K,1,TEMP)
CALL OOUT(OUT,K,3,PPT)
CALL OOUT(OUT,K,4,ORIV)
CALL OOUT(OUT,K,5,QUNG)
CALL OOUT(OUT,K,6,OCNL)
CALL OOUT(OUT,K,7,OSIT)
CALL OOUT(OUT,K,8,OIGS)
CALL OOUT(OUT,K,9,OGLI)
CALL OOUT(OUT,K,10,DIG(22))
CALL OOUT(OUT,K,11,SNM2)
CALL OOUT(OUT,K,12,ETPH)
CALL OOUT(OUT,K,13,ETP)
CALL OOUT(OUT,K,14,ET)
CALL OOUT(OUT,K,15,MS)
CALL OOUT(OUT,K,16,GWRP)
CALL OOUT(OUT,K,17,QTO)
CALL OOUT(OUT,K,18,QGO)
CALL OOUT(OUT,K,19,QSO)
CALL OOUT(OUT,K,20,OGAG)
DXX=QSO-OGAG
CALL OOUT(OUT,K,21,DXX)
OUT(13,21)=OUT(13,21)+OUT(K,21)
C
C CALCULATE OBJ
OBJ=OBJ+OUT(K,21)+OUT(K,21)+*(K)
28 CONTINUE
DO 296 K=1,12
GW(K)=0.
296 GW(K)=GW(K)+12.
OUT(13,1)=OUT(13,1)/12.
OUT(13,10)=OUT(12,10)
OUT(13,15)=OUT(12,15)
OUT(13,21)=OUT(13,19)+OUT(13,20)
OBJ=OBJ+OUT(13,21)
SKIP PRINTING IF OPT VER
IF(IRES.EQ.3)GOTO75
76 WRITE(IOUT,208)(BASTD(L),L=1,18),JJ
208 FORMAT(1X1PA4,9I5)
225 FORMAT(1M8,7X3MVAR,7(7X3))
WRITE(IOUT,225)(V(K),K=1,6)
168 DO 88 L=1,MLL
228 FORMAT(7X44,7F10.2)
88 WRITE(IOUT,226)VARLB(L),(OUT(K,L),K=1,6)
WRITE(IOUT,225)(V(K),K=7,13)
DO 85 L=1,MLL
85 WRITE(IOUT,226)VARLB(L),(OUT(K,L),K=7,13)
WRITE(6,209)OBJ,OBJ
209 FORMAT(//////1M8,10X,4M0BJ=F20,3/1M,17X,4MCR=F20,3)
86 WRITE(IOUT,207)
IFF=2
CALL RESRV(J,K,QSO,QGO,QTO,ETP,IFF)
IFF=1
75 CONTINUE
IF(IJ.EQ.4)GOTO79
GO TO 125
79 NYR=
MIC=EMS2
MS=EMS2
DIG(22)=3*2
RETURN POINT FOR OPT VER
208 IF(IEPT.GT.1)RETURN
125 CONTINUE
30 CONTINUE
END
C
C GROUND WATER ROUTING SUBROUTINE
SUBROUTINE GWRROUT(OC2,OC1,XKG,01)
O02=01*(O01-O1)*EXP(-1./XKG)
RETURN
END
C
C HYDROLOGIC SIMULATION OUTPUT ARRAY ALLOCATOR
SUBROUTINE OOUT(OUT,K,L,0XX)
DIMENSION OUT(13,21)
OUT(K,L)=DXX
OUT(13,L)=OUT(13,L)+DXX
RETURN
END

```

Figura A.5. Cont.

```

C BASIC DATA FOR 8-C EVAPOTRANSPIRATION - SUBROUTINE BASIC
SUBROUTINE BASIC (VARLB)
REAL MIC,MES,KS,KG,MS,MCS
COMMON MKC(14,12),PDL(12),N(8),DD(12),PMT(10),CVR(8),MCS,
1V(13),A(10),BASID(10),PV(15),DUM( 3,12,8),PKC(7,12),SWKC(12),
20PKC(12),I1(14),DCA(14),CAC(14),PCA(14),PAC(7),PPA(7),OUT(13,21)
3,DIG(25),RES(10),RESC(10),ROUT(4,13,2),XIM(25)
4,MIC,MS,EMS2,XIN(8,25),PH(25),PL(25),DR(25),NP(25)
COMMON INP,IOUT,NSB,LYRO,NYR,IRES,MANG,JRES,CTM,CONV,CONV1,CONPV
1,MES,SPAC,SCAC,NYB,BAREA,CMS(12),IPOD,N(12)
DIMENSION VARLB(21)
1 READ(INP,100)INP,IOUT,NSB,LYRO,NYR -
100 FORMAT(16I5)
110 FORMAT(13(1X43))
READ(INP,110)(V(I),I=1,13)
111 FORMAT(20A4)
READ(INP,111)(VARLB(I),I=1,20)
102 FORMAT(12F5,3)
READ(INP,102)(PDL(K),K=1,12)
C READ USE COEFFICIENTS
DO 52 I=1,14
52 READ(INP,220)(MKC(I,J),J=1,12)
220 FORMAT(10X12F5,2)
DO 53 I=1,7
53 READ(INP,220)(PKC(I,J),J=1,12)
C WRITE INITIAL DATA
WRITE(INP,200)
WRITE(INP,110)(V(I),I=1,13)
WRITE(INP,111)(VARLB(I),I=1,20)
WRITE(INP,102)(POL(K),K=1,12)
DO 500 I=1,14
500 WRITE(INP,220)(MKC(I,J),J=1,12)
DO 501 I=1,7
501 WRITE(INP,220)(PKC(I,J),J=1,12)
200 FORMAT(1X10A4,8I5)
RETURN
END

C SUBBASIN DATA INPUT - SUBROUTINE SUBDAT
SUBROUTINE SUBDAT (VARLB,I)
REAL MIC,MES,KS,KG,MS,MCS
COMMON MKC(14,12),POL(12),N(8),DD(12),PMT(10),CVR(8),MCS,
1V(13),A(10),BASID(10),PV(15),DUM( 3,12,8),PKC(7,12),SWKC(12),
20PKC(12),I1(14),DCA(14),CAC(14),PCA(14),PAC(7),PPA(7),OUT(13,21)
3,DIG(25),RES(10),RESC(10),ROUT(4,13,2),XIM(25)
4,MIC,MS,EMS2,XIN(8,25),PH(25),PL(25),DR(25),NP(25)
COMMON INP,IOUT,NSB,LYRO,NYR,IRES,MANG,JRES,CTM,CONV,CONV1,CONPV
1,MES,SPAC,SCAC,NYB,BAREA,CMS(12),IPOD,N(12)
DIMENSION VARLB(21),TCVR(2)
NYB=1
201 FORMAT(10A4,4I5,2F5,2)
READ(INP,201)(BASID(L),L=1,10),IRES,MANG,IPOD,JCONV,TCVR(1),TCVR(
12)
IF IRES GT 0 INPUT RES PARAMETERS
IF (IRES.GT.0)READ(6,350)(RES(L),L=1,10)
350 FORMAT(10X10F7,0)
IF MANG GT 0 READ MANAGEMENT PARAMETERS
IF (MANG.GT.0)READ(6,351) CTM,BAREA,(CMS(L),L=1,12)
351 FORMAT(2F10,0,12F5,0)
215 FORMAT(8F10,2)
C INPUT CROP ACREAGES FOR BASIN
DO 54 J=1,14
54 CAC(J)=0.0
221 FORMAT(10X,13,F7,0,13,F7,0,13,F7,0,13,F7,0,13,F7,0,13,F7,0,13,F7,0,
13,F7,0)
READ(INP,221)(I1(J),DCA(J),J=1,14)
SCAC=0.0
DO 55 J=1,14
L=I1(J)
IF(L,LE,9)GOTO55
CAC(L)=DCA(J)
SCAC=SCAC+CAC(L)
55 CONTINUE
C COMPUTE CROP PROPORTIONS
DO 60 J=1,14
60 PCA(J)=CAC(J)/SCAC
C INPUT PHREATOPHYTE ACREAGES
DO 61 J=1,7
61 PAC(J)=0.0
READ(INP,221)(I1(J),DCA(J),J=1,7)
SPAC=0.0
DO 62 J=1,7
L=I1(J)
IF(L,LE,9)GOTO62
PAC(L)=DCA(J)
SPAC=SPAC+PAC(L)
62 CONTINUE
CONV=SCAC/12.
CONV1=12./SCAC
CONPV=SPAC/12.
C METRIC VERSION TO CONVERT CM TO CUBIC METERS PER SEC
CONV=SCAC/25920.
CONV1=25920./SCAC
CONV2=SPAC/25920.0

C COMPUTE PHREATOPHYTE PROPORTIONS
IF (SPAC.EQ.0)SPAC=1.
DO 66 J=1,7
66 PPA(J)=PAC(J)/SPAC
C COMPUTE WEIGHTED USE COEF.
CROPS
DO 70 J=1,12
SCKC=0.0
DO 69 L=1,14
69 SKC=SKC+MKC(L,J)+PCA(L)
70 SWKC(J)=SKC
PHREATOPHYTES
DO 72 J=1,12
SCKC=0.0
DO 71 L=1,7
71 SKC=SKC+PKC(L,J)+PPA(L)
72 SKC(J)=SKC
PHREATOPHYTES
DO 74 J=1,12
SCKC=0.0
DO 73 L=1,25
73 READ(INP,104)(DIG(L),L=1,25)
1040 FORMAT(13F6,2)
DO 74 L=1,25
XIM(L)=DIG(L)
74 XIN(1,L)=DIG(L)
1000 FORMAT(16I5)
READ(INP,100)(L),L=1,8)
WRITE(IOUT,200)(BASID(L),L=1,10)
WRITE(IOUT,10) IRES,MANG,IPOD,JCONV,TCVR(1),TCVR(2)
101 FORMAT(1X4I5,10)
IF (IRES.GT.0) WRITE(IOUT,224)(RES(L),L=1,10)
IF (MANG.EQ.0) O TO 32
BCONV=BAREA/SI C
DIG(4)=DIG(4) CONV
DIG(5)=DIG(5) CONV
DIG(6)=DIG(6) CONV
DIG(15)=DIG(15)+BCONV
DIG(16)=DIG(16)+BCONV
WRITE(IOUT,215) CTM,BAREA,BCONV,(CMS(L),L=1,12)
200 FORMAT(1X10A4,8I5)
32 WRITE(IOUT,222)(CAC(J),J=1,14),SCAC
222 FORMAT(1X7F9,0/1X0F9,0)
223 FORMAT(1X,7F9,5/1X7F9,5)
WRITE(IOUT,223)(PCA(J),J=1,14),CONV
WRITE(IOUT,222)(PAC(J),J=1,7),SPAC
WRITE(IOUT,223)(PPA(J),J=1,7),CONPV
WRITE(IOUT,224)(SWKC(J),J=1,12)
224 FORMAT(1X13F6,2)
WRITE(IOUT,224)(SKC(J),J=1,12)
C INITIALIZE DUM
DO 80 II=1,NYR
DO 86 JJ=1,12
DO 88 J=1,8
86 DUM(II,JJ,J)=0
C READ DATA FOR BASIN I
IF JCONV GT 0 - READ CONVERSION FACTORS FOR INPUT DATA
IF (JCONV.GT.0)READ(INP,215)(CVR(J),J=1,8)
165 DO 97 J=1,8
NN=N(J)
IF (J-5)232,232,235
232 IF (NN)97,97,92
235 CVRS=CONV1
IF (J.EQ.8)CVRS=1.0
IF (NN)91,91,92
92 READ(INP,201)(PMT(L),L=1,10)
DO 94 L=1,NN
0093II=1,NYR
READ(INP,FMTXIX)(DD(JJ),JJ=1,12)
0095JJ=1,12
95 DUM(II,JJ,J)=DUM(II,JJ,J)+DD(JJ)+10.0+IX
93 CONTINUE
94 CONTINUE
IF (J-3)16,17,17
16 XC=NN - N C
C METRIC VERSION
C SINCE PRECIP DATA IS IN MILLIMETERS ADD
C IF (J.EQ.2) CVRS=CVRS*.1
CVRS=TCVR(J)/XC
GOTO400
17 CVRS=CONV1
IF (J.EQ.8)CVRS=1.0
C IF JCONV GT 0 - USE CONVERSION FACTORS READ ON INPUT
400 IF (JCONV.GT.0)CVRS=CONV(J)
C SCALE INPUT DATA TO INCHES
C METRIC VERSION SCALE INPUT DATA TO CENTIMETERS--
91 0096II=1,NYR
00300JJ=1,12
300 DUM(II,JJ,J)=DUM(II,JJ,J)+CVRS
L=LYRO+II-1
230 FORMAT(1X12,15,12F6,2)
WRITE(IOUT,230)J,L,(DUM(II,JJ,J),JJ=1,12)
96 CONTINUE
97 CONTINUE
162 RETURN
END

```

Figura A.5. Cont.

```

C   RESERVOIR OPERATION ALGORITHM = SUBROUTINE RESRV
SUBROUTINE RESRV(J,K,QSO,Q20,QTO,ITF,IPF)
REAL MIC,MES,KS,KG,MS,MCS
COMMON MKC(14,12),PDL(12),V(8),DD(12),PMT(18),CVR(8),MCS,
1V(13),A(18),BASID(18),PV(13),DUM( 3,12,8),PKC(7,12),SNKC(12),
2SPKC(12),I1(14),DCA(14),CAC(14),PEA(14),PAC(7),PPA(7),OUT(13,21)
3,DIG(25),RES(18),RESC(18),ROUT(4, 3,2),XIM(25)
4,MIC,MS,EMB2,XIN(8,25),PH(25),PL(25),OR(25),NP(25)
COMMON INP, IOUT,NSB,LYRO,MYR, IRES,HANG,JRES,CTM,CONV,CONV1,CONPV
1,MES,SPAC,BCAC,MYB,BAREA,CMS(12),POD,W(12)
C   J IS YEAR,K IS MONTH,QSO IS SUBBASIN SURFACE OUTFLOW,
STI=RES(1)
SMAX=STI
SMIN=STI
JMN=LYRO-1
JMX=JMN
KMN=12
KMX=12
ETP IS MOD. B-C EVAP TEMP. FACTOR
IPF=1 OPERATE RESERVOIR RULES
IPF=2 PRINT JTM YEAR DATA
RETURN IF IRES=0
IF(IRES.EQ.0)GO TO 99
IPF=1 OPERAT
IF(IPF.NE.1) GO TO 70
IF 1ST MONTH OF 1ST YR INITIALIZE RESV AND EXTREMES
JJ=K+J
IF(JJ.GT.2)GO TO 7
IF 1ST MONTH OF ANY YR INIT ANNUAL TOTALS
7 IF(K.GT.1)GO TO 9
DO 8 L=1,4
ROUT(L,13,2)=0.0
8 ROUT(L,13,1)=0.0
C   SET UP INITIAL MONTHLY VALUES
9 QIN=QSO*CONV
OR=DUM(J,K,8)
ST=STI
IC=0
EVAP=ETP*PKC(7,K)
DCS=QSO*(J,K,2)-EVAP
C   OPERATE RESERVOIR ITERATION
10 IC=IC+1
CALL AREA(ST,AR,RES)
11 DTS=QIN-OR+DCS*AR/12.0
METRIC VERSION = CUBIC METERS IS
C   11 DTS=QIN-OR+DCS*AR*100.
ST=STI+DTS
C   CHECK EOM ST AGAINST STMAX AND STMIN
IF(ST.GT.RES(3))GOTO13
IF(ST.LT.RES(2))GOTO14
QRR=OR
GO TO 20
13 QRR=OR+ST-RES(3)
ST=RES(3)
GO TO 20
14 QDM=RES(2)-ST
QDD=OR-QDM
IF(QDD.LT.0)GOTO15
QRR=QDD
ST=RES(2)
GO TO 20
15 QRR=0.0
ST=RES(2)+QDD
IF(RES(5).LE.0.0)ST=0.0
COMPUTE AVERAGE STORAGE FOR MONTH
20 SA=(STI+ST)/2.0
COMPUTE AVE AREA FOR MONTH
CALL AREA(SA,AT,RES)
CHECK AGAINST GUESSED AVERAGE
ER=RES(4)
AC=(AT-AR)/AR
AK=ABS(AC)
AC=ER-AK
IF(AC.GT.0.)GO TO 25
CHECK ITERATIONS
21 IF(AC.EQ.30)GO TO 23
SI=SA
GO TO 10
23 WRITE(6,100) SI,SA,ST
IC EXCEEDS 30
100 FORMAT(12H EXCESS ITER,3F20.3)
C   SET UP FOR NEXT MONTH
25 OR=QRR
QSO=QRR/CONV
QTO=QSO+QGO
COMPUTE OUTPUT ARRAY
DA=ST/12.0
CALL RSOUT(1,K,1,ST,DA,POUT)
DM=ST-STI
CALL RSOUT(2,K,1,DM,DM,ROUT)
DM=EVAP*AR/12.0
C   METRIC VERSION = CUBIC METERS IS
DM=EVAP*AR*100.
CALL RSOUT(3,K,1,DM,DM,ROUT)
DM=DUM(J,K,2)*AR/12.0
C   METRIC VERSION = CUBIC METERS IS
DM=DUM(J,K,2)*AR*100.
CALL RSOUT(4,K,1,DM,DM,ROUT)
CALL RSOUT(1,K,2,QIN,QIN,ROUT)
CALL RSOUT(2,K,2,QR,QR,ROUT)
CALL RSOUT(3,K,2,EVAP,EVAP,ROUT)
INITIALIZE NEXT MONTHS ST
STI=ST
C   CHECK EXTREMES
EMX=ST-SMAX
IF(EMX.LE.0.)GO TO 30
SMAX=ST
JMX=LYRO+J-1
KMX=K
GO TO 33
30 EMN=SMIN-ST
IF(EMN.LE.0.)GO TO 33
KMN=K
JMN=LYRO+J-1
SMIN=ST
33 RETURN
C   IPF=2 PRINT RES DATA
70 JRL=LYRO+J-1
102 FORMAT(1X10A4,15///10X,22HRESERVOIR DATA (AC=FT))
C   METRIC VERSION = CUBIC METERS IS
C   102 FORMAT(1X10A4,15///10X,29HRESERVOIR DATA (CUBIC METERS))
WRITE(6,102) (BASID(L),L=1,10),JRL
WRITE(6,103) (V(L),L=1,6)
103 FORMAT(/4X5HMONTH,7(XA3))
WRITE(IOUT,104) (ROUT(1,K,1),K=1,6)
WRITE(IOUT,105) (ROUT(2,K,1),K=1,6)
WRITE(IOUT,106) (ROUT(3,K,1),K=1,6)
WRITE(IOUT,107) (ROUT(4,K,1),K=1,6)
WRITE(IOUT,108) (ROUT(1,K,2),K=1,6)
WRITE(IOUT,109) (ROUT(2,K,2),K=1,6)
WRITE(IOUT,110) (ROUT(3,K,2),K=1,6)
WRITE(IOUT,111) (V(L),L=7,13)
WRITE(IOUT,112) (ROUT(1,K,1),K=7,13)
WRITE(IOUT,113) (ROUT(2,K,1),K=7,13)
WRITE(IOUT,114) (ROUT(3,K,1),K=7,13)
WRITE(IOUT,115) (ROUT(4,K,1),K=7,13)
WRITE(IOUT,116) (ROUT(1,K,2),K=7,13)
WRITE(IOUT,117) (ROUT(2,K,2),K=7,13)
WRITE(IOUT,118) (ROUT(3,K,2),K=7,13)
104 FORMAT(/2X8HSTORAGE ,/2X8HAT EOM ,7F10.0)
105 FORMAT(/2X8HCHANGE ,/2X8HMIN STOR ,7F10.0)
106 FORMAT(/2X8HEVAP ,/2X8HVOLUME ,7F10.0)
107 FORMAT(/2X8HPRECIP ,/2X8HVOLUME ,7F10.0)
108 FORMAT(/2X8H ,/2X8HINFLOW ,7F10.0)
109 FORMAT(/2X8H ,/2X8HOUTFLOW ,7F10.0)
110 FORMAT(/2X8HEVAP ,/2X8H(INCHES),7F10.2/)
C   METRIC VERSION = CENTIMETERS IS
C   110 FORMAT(/2X8HEVAP ,/2X8H(CM ),7F10.2/)
J=NYR WRITE EXTREMES
IF(NYR.NE.J)GO TO 75
WRITE(IOUT,121)J,SMIN,V(KMN),JMN
WRITE(IOUT,120)J,SMAX,V(KMX),JMY
120 FORMAT(/10X15HMAX STORAGE FOR,13,7H YEARS=F10.0,5MAC=FT,2XA3,15)
121 FORMAT(/10X15HMIN STORAGE FOR,13,7H YEARS=F10.0,5MAC=FT,2XA3,15)
C   METRIC VERSION = CUBIC METERS IS
C   120 FORMAT(/10X15HMAX STORAGE FOR,13,7H YEARS=F10.3,12HCUBIC METERS
C   12XAS,15)
C   121 FORMAT(/10X15HMAX STORAGE FOR,13,7H YEARS=F10.0,12HCUBIC METERS
C   12XAS,15)
75 WRITE(IOUT,125)
125 FORMAT(1M1)
99 RETURN
END
C   RESERVOIR OPERATION OUTPUT ARRAY ALLCATOR
SUBROUTINE RSOUT(L,K,N,DM,DA,ROUT)
DIMENSION ROUT(4,13,2)
ROUT(L,K,N)=DM
ROUT(L,13,N)=ROUT(L,13,N)+DA
RETURN
END
C   RESERVOIR SURFACE AREA ALGORITHM = SUBROUTINE AREA
SUBROUTINE AREA(SI,AR,RES)
DIMENSION RES(18)
IF(SI.LT.0.0)GOTO10
IF(SI.LT.RES(9))GOTO11
C2=RES(10)
AR=RES(9)*SI**C2
GO TO 12
1 C2=RES(7)
AR=RES(6)*SI**C2+RES(5)
GO TO 12
10 AR=RES(5)
12 RETURN
END

```

Figura A.5. Cont.

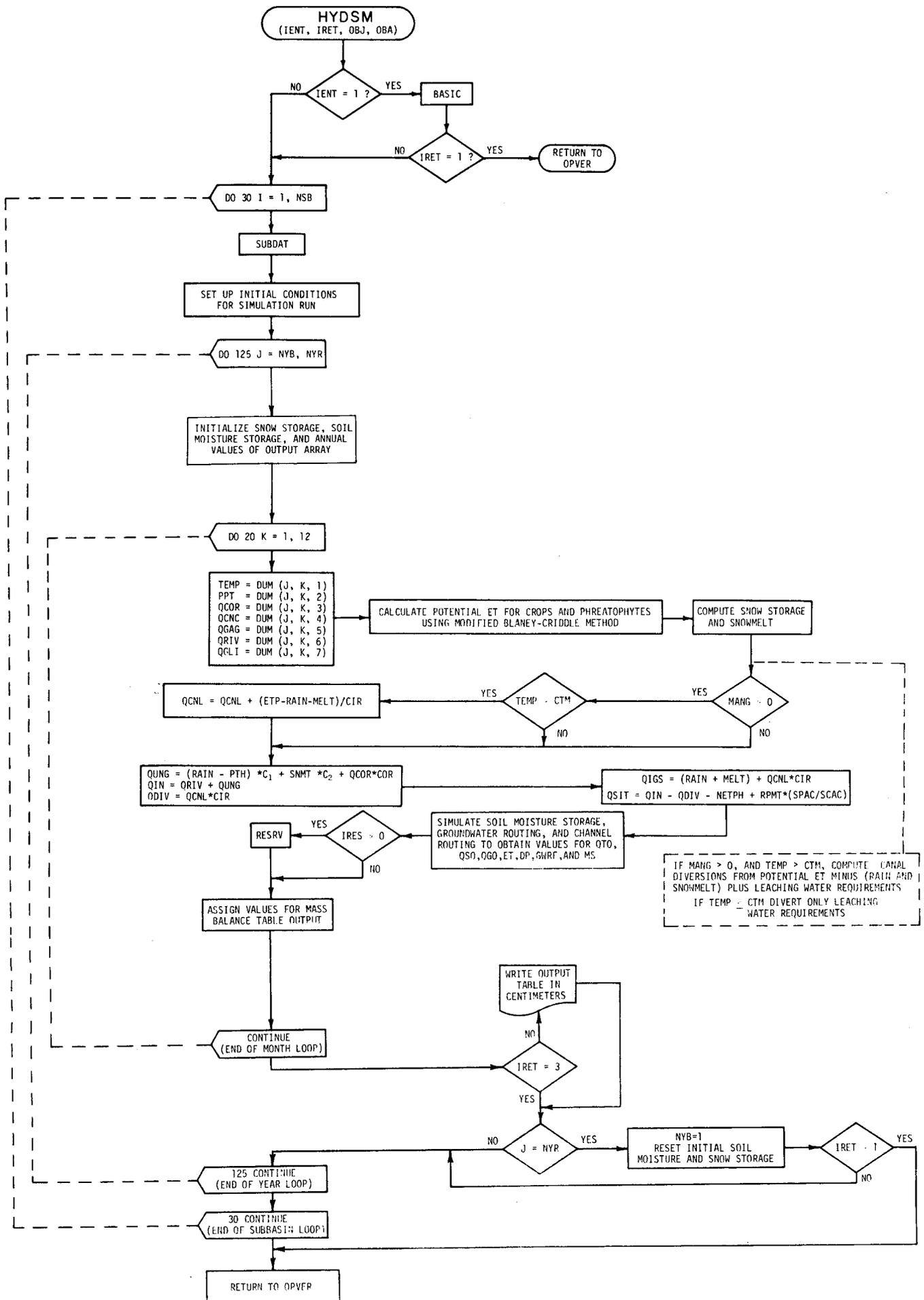


Figura A. 6. Diagrama de flujo de la subrutina HYDSM.

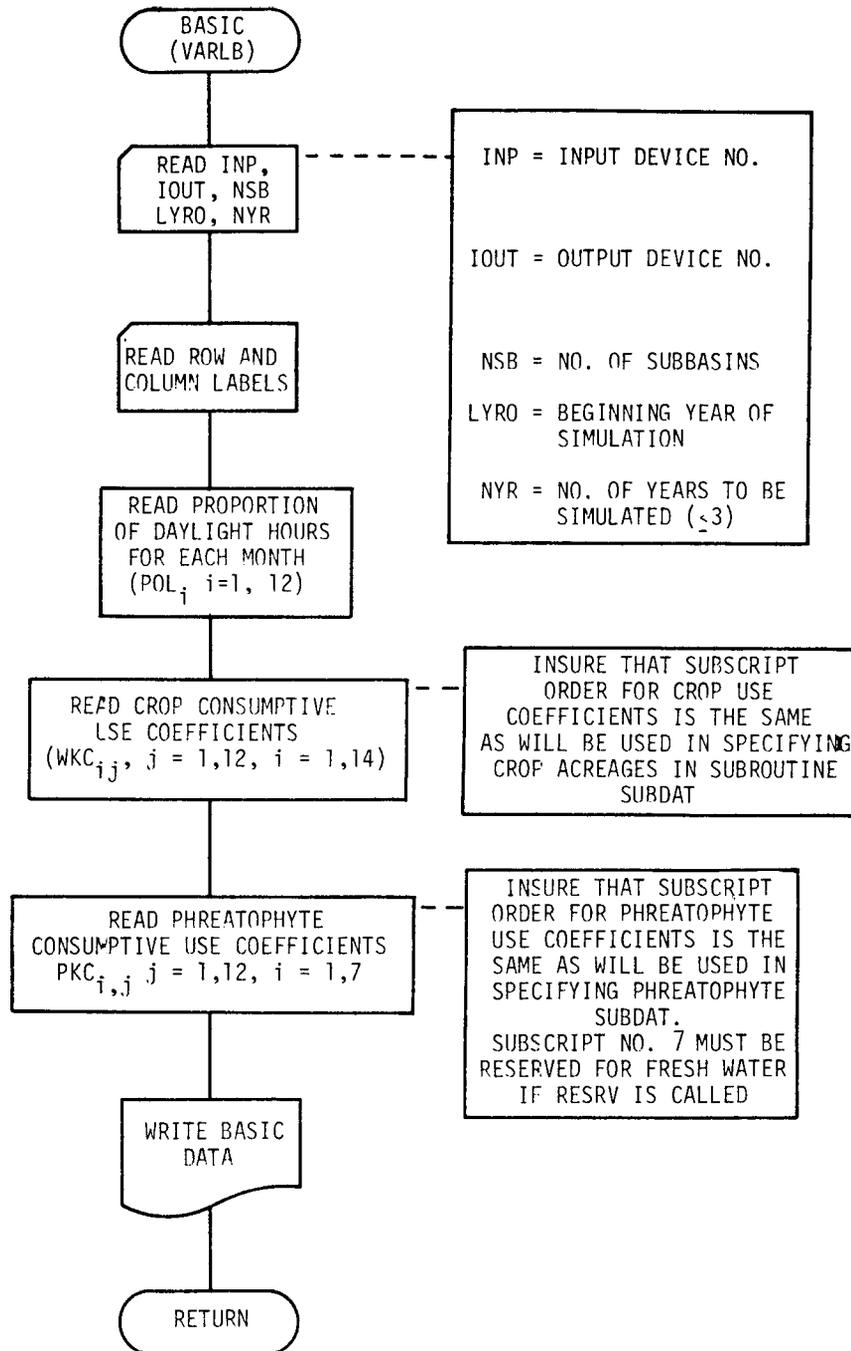


Figura A.7. Diagrama de flujo de la subrutina BASIC.

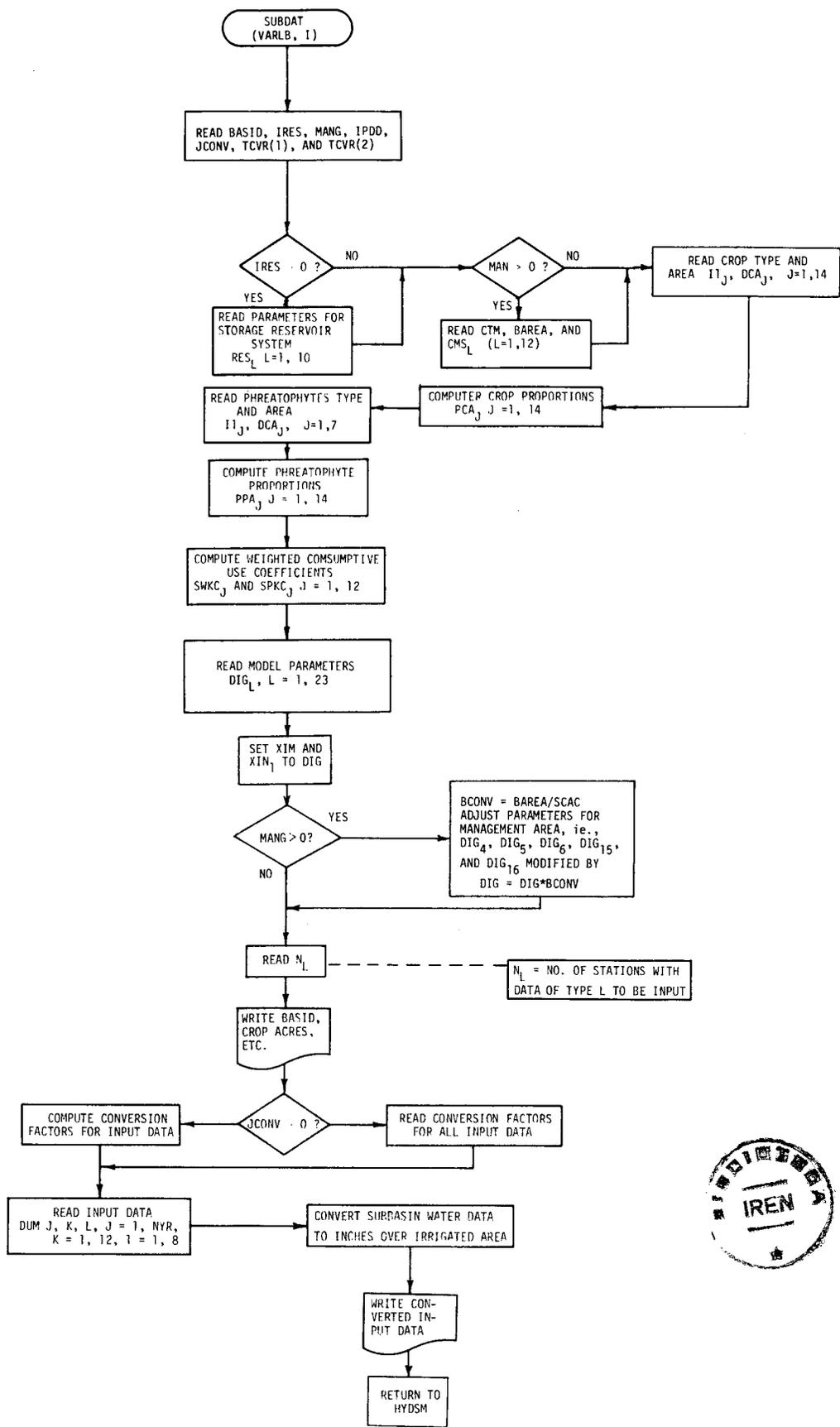


Figura A. 8. Diagrama de flujo de la subrutina SUBDAT.

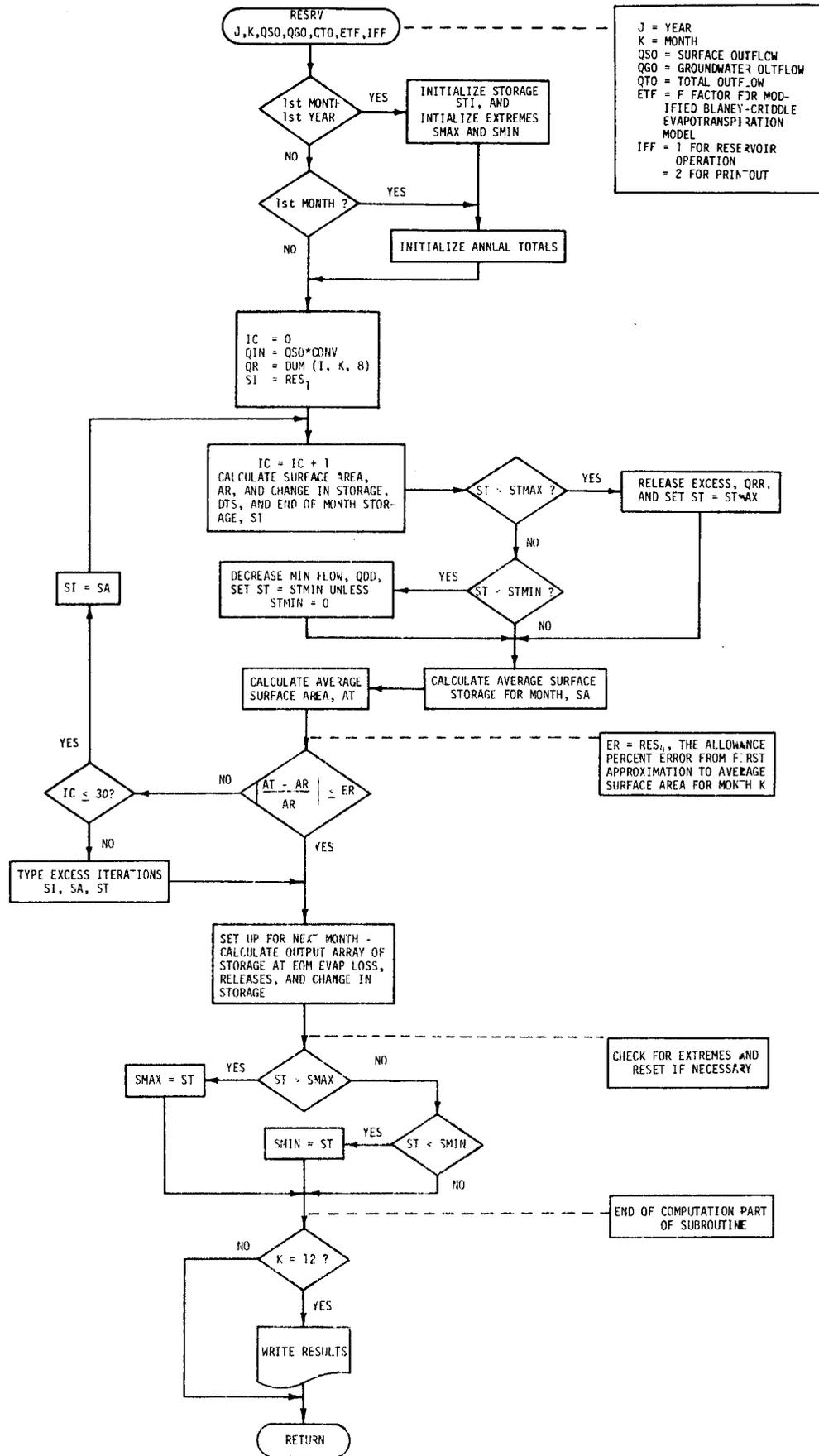


Figura A.9. Diagrama de flujo de la subrutina RESRV.