

Apuntes de HIDROLOGÍA

Curso de grado de Ingeniería Civil

Capítulo Nº9: MODELOS HIDROLÓGICOS

Traducción: Dra. Luisa E. Lagrost

Correcciones y adaptaciones: Ings. Carlos A. Depettris y Alejandro R. Ruberto.

Corresponde a la traducción del capítulo nº13 del libro "Engineering Hydrology", Víctor M. PONCE, Editorial Prentice Hall, 1989.

9.1. INTRODUCCIÓN

Ciertas aplicaciones de la ingeniería hidrológica pueden requerir análisis complejos que involucran variaciones temporales y-o espaciales de precipitación, abstracciones hidrológicas y escurrimiento. Típicamente, estos análisis encierran un gran número de cálculos y por ello pueden realizarse con una computadora digital. El uso de computadoras en todos los aspectos de la ingeniería hidrológica ha llevado a incrementar el énfasis en la modelación de cuencas. La modelación de cuencas comprende la integración de los procesos hidrológicos en un ente modelo, por ejemplo, un modelo de cuenca, con propósitos ya sea de análisis, diseño, escurrimiento a largo plazo, predicción de volumen, predicción o pronóstico de flujo en tiempo real.

Un modelo de cuenca (cuenca o cuenca de río) es un grupo de abstracciones matemáticas que describen fases relevantes del ciclo hidrológico, con el objetivo de simular la conversión de la precipitación en escurrimiento. En principio, las técnicas de modelación de cuencas son aplicables a cuencas de cualquier tamaño, ya sean pequeñas (pocas hectáreas), de tamaño medio (cientos de kilómetros cuadrados) o grandes (miles de kilómetros cuadrados). En la práctica, sin embargo, las aplicaciones de la modelación son generalmente confinadas al análisis de cuencas para las cuales la descripción de variaciones espaciales temporales y-o variaciones espaciales de precipitación está garantizada. Usualmente este es el caso para cuencas de tamaño medio y grande.

Una aplicación típica de la modelación de cuencas consiste en lo siguiente: (1) selección del tipo de modelo, (2) formulación del modelo y construcción, (3) prueba del modelo, y (4) aplicación del modelo. Los modelos de cuencas comprensivos incluyen todas las fases relevantes del ciclo hidrológico, y, como tales, están compuestos de una o más técnicas para cada fase. Los métodos más comunes y técnicas utilizadas para el modelado hidrológico están descritos en los capítulos 4 hasta 12. En la práctica, el ingeniero hidrológico debería (1) seleccionar un modelo disponible, con conocimiento de su estructura, operación, capacidades, y limitaciones, o (2) desarrollar un modelo o modificar uno ya existente, basado en necesidades percibidas, disponibilidad de datos, y restricciones presupuestarias.

La mayoría de las aplicaciones rutinarias son del primer tipo, en cuyo caso es necesario familiarizarse con las características del modelo y su composición. Los modelos probados tienen manuales que describen la interacción entre el usuario y el modelo. Además, algunos modelos pueden tener manuales de referencia que proveen información adicional sobre la estructura interna del modelo.

Para investigación y proyectos de desarrollo, la construcción de un nuevo modelo podría estar garantizada. En este caso, el ingeniero hidrólogo tiene una amplia variedad de métodos y técnicas, pero los costos del desarrollo de un modelo son comparativamente más altos.

Las técnicas del modelado hidrológico aplicables a cuencas pequeñas y de tamaño mediano se han discutido en los capítulos 4 y 5. Los métodos para reservorios, canales de agua, y desagües se describen en los capítulos 8, 9 y 10. Este capítulo brinda estos conceptos en una estructura general para el modelado de cuencas usando una computadora. La sección 9.2 describe la clasificación de modelos de cuencas. La sección 9.3 describe los componentes y la construcción de un modelo. La sección 9.4 discute la calibración de un modelo, su verificación y análisis de sensibilidad. La sección 9.5 contiene una descripción de modelos computacionales actualmente en uso.

9.2. CLASIFICACIÓN DE MODELOS DE CUENCA

Modelos materiales versus Modelos formales

Los modelos de cuenca pueden ser agrupados en dos categorías generales: (1) material y (2) formal. Un modelo material es una representación física del prototipo, más simple en estructura pero con propiedades que reúnen las del prototipo. Los ejemplos de modelos de cuencas material son simuladores de lluvia y cuencas experimentales (28).

Un modelo formal es una abstracción matemática de una situación idealizada que preserva las propiedades estructurales importantes del prototipo. Ya que los modelos formales son invariablemente matemáticos en naturaleza, es costumbre referirse a ellos como modelos matemáticos. Los modelos matemáticos que se usan con la ayuda de una computadora se denominan modelos computacionales. Muchos modelos computacionales de cuenca han sido desarrollados a lo largo de las últimas tres décadas. Un ejemplo representativo del modelado de cuencas de los Estados Unidos se brinda en la sección 9.5.

Los modelos materiales de cuenca son caros y de aplicabilidad limitada. Por el contrario, los modelos formales están rápidamente disponibles, son altamente flexibles, y comparativamente económicos para utilizar. De allí que no resulte una sorpresa que los modelos formales (matemáticos) sean la herramienta preferida en la solución de los problemas del modelado de cuencas.

Tipos de modelos matemáticos de cuencas

Un modelo matemático de cuenca consiste en varios componentes, cada uno describe cierta fase o fases del ciclo hidrológico. Un modelo matemático puede ser de tres tipos: (1) teórico, (2) conceptual, o (3) empírico. Los modelos teóricos y empíricos son exactamente opuestos en significado, con modelos conceptuales que se ubican entre ellos. En suma, un modelo matemático puede ser determinístico o probabilístico, lineal o no lineal, invariable en el tiempo o variable en el tiempo, global o distribuido, continuo o discreto, analítico o numérico, evento guiado o proceso continuo.

En la práctica del modelado de cuenca, cuatro tipos generales de modelos matemáticos se reconocen comúnmente: (1) determinísticos, (2) probabilísticos, (3) conceptuales, y (4) paramétricos. Los modelos determinísticos son formulados siguiendo fórmulas de la física y/o procesos químicos descritos por ecuaciones diferenciales. Un modelo determinístico es formulado en términos de un grupo de variables y parámetros y ecuaciones relacionadas a ellos. Un modelo determinístico implica una relación causa-efecto entre los valores de los parámetros elegidos y los

resultados obtenidos de la aplicación de las ecuaciones. Idealmente, un modelo determinístico debería proveer el mejor detalle en la simulación de los procesos físicos o químicos. En la práctica, sin embargo, la aplicación de modelos determinísticos está asociada frecuentemente a la incapacidad del modelo o del modelador de resolver la variabilidad temporal y espacial del fenómeno natural en incrementos suficientemente pequeños.

Los modelos probabilísticos son exactamente lo opuesto en significado a los modelos determinísticos. Un modelo probabilístico se formula siguiendo las leyes del azar o probabilidad. Los modelos probabilísticos son de dos tipos: (1) estadísticos, y (2) estocásticos. Los modelos estadísticos tratan con ejemplos observados, mientras que los modelos estocásticos con la estructura del azar observada en ciertas series hidrológicas temporales - por ejemplo, flujos diarios de corriente en cuencas de tamaño medio. El desarrollo de modelos estadísticos requieren invariablemente el uso de datos; los modelos estocásticos enfatizan sobre las características estocásticas de los procesos hidrológicos.

Los modelos conceptuales son representaciones simplificadas de los procesos físicos, usualmente recaen sobre descripciones matemáticas (ya sean en forma algebraica o por ecuaciones diferenciales ordinarias), que simulan procesos complejos basándose en unas pocas claves de parámetros conceptuales. El uso extensivo de los modelos conceptuales en la ingeniería hidrológica refleja la complejidad inherente del fenómeno y la incapacidad práctica de considerar los componentes determinísticos en todas las instancias. De allí que los modelos conceptuales son sustitutos útiles y prácticos para los modelos determinísticos.

Los modelos paramétricos (esto es: empírico, o caja negra) son los más simples de todas las propuestas de modelado. Como su nombre indica, el énfasis de los modelos paramétricos está en los parámetros empíricos en los que está basada la solución. Usualmente, un modelo paramétrico consiste en una ecuación (o ecuaciones) algebraica que contiene uno o más parámetros a ser determinados por el análisis de datos u otro medio empírico. La aplicabilidad de los modelos paramétricos está restringida al rango de datos utilizados en la determinación de los valores de los parámetros. Los modelos paramétricos son útiles cuando los modelos conceptuales, determinísticos o probabilísticos no son prácticos o son demasiado caros.

Los ejemplos de tipos de modelos matemáticos de cuencas y los componentes del modelo pueden hallarse en una variedad de aplicaciones hidrológicas. Por ejemplo, la técnica del ruteo de onda cinemática (Capítulos 4, 9, y 10) es determinística, fundada en principios básicos de conservación de masa y momentum. Una vez que los parámetros de la curva de valor cinemático han sido determinados, las soluciones analíticas de las ondas cinemáticas llevan a soluciones predecibles. Las soluciones numéricas, sin embargo, están sujetas a la difusión y dispersión causadas por la naturaleza finita de la malla. De allí que, evaluaciones cuidadosas son necesarias para asegurarse que todos los procesos relevantes estén siendo cuantificados apropiadamente.

El método de Gumbel para el análisis de frecuencia de inundación (creciente) (Capítulo 6) es un ejemplo típico del uso de los métodos probabilísticos en hidrología. El método de Gumbel es estadístico, ya que los parámetros de la distribución de la frecuencia son evaluados a partir de los datos medidos. Los métodos estocásticos (por ejemplo la simulación Monte Carlo) ha sido utilizada primeramente en la generación sintética de series hidrológicas temporales, tales como flujos diarios de corriente de cuencas de tamaño medio, las cuales muestran componentes sustanciales del azar.

La cascada de reservorios lineales (Capítulo 10) es un ejemplo típico de modelo conceptual. En este caso, los procesos físicos de la concentración del escurrimiento y la difusión del mismo están siendo simulados en el medio por la difusión inherente en la solución matemática de un reservorio lineal. Dos o más reservorios en serie producen suficiente difusión de modo que la traslación (concentración del escurrimiento) y el almacenaje (difusión del escurrimiento) son simuladas

efectivamente. Como en cualquier modelo conceptual, los datos de lluvia-escorrentamiento medidos son necesarios para determinar los valores apropiados de los parámetros del modelo.

El análisis regional (visto en el Capítulo 7) es un ejemplo típico de proyecto paramétrico para el modelado de cuencas hidrológicas. En este caso, las técnicas de regresión estadística son utilizadas para desarrollar ecuaciones predictivas que tengan aplicabilidad regional. Los parámetros de la ecuación de regresión tienen significancia regional, por ello, la extrapolación más allá de la región de definición no está garantizada.

Modelos lineales versus modelos no lineales

La elección entre modelos lineales y no lineales tiene implicaciones prácticas. En la naturaleza, los procesos físicos son generalmente no lineales, en el modelado, sin embargo, los modelos lineales están sustituidos frecuentemente por procesos no lineales en interés de la propiedad o aptitud matemática. La simplicidad de los modelos lineales es una ventaja definida, aunque se logra a costo de la pérdida de detalle. Los modelos no lineales son más complejos pero generalmente mejores para proveer detalles en la simulación de los procesos físicos.

Un modelo lineal es formulado en términos de ecuaciones lineales y procesos, por el contrario, un modelo no lineal está descrito por ecuaciones y procesos no lineales. Un ejemplo típico de un modelo lineal es el clásico hidrograma unitario. Ejemplos de ecuaciones no lineales utilizadas para modelar los procesos hidrológicos hay muchos, por ejemplo, las técnicas de regresión no lineal utilizadas en el análisis regional.

La cascada de reservorios lineales es otro ejemplo del uso de modelos lineales en la práctica del modelado hidrológico. Ya que el modelo es conceptual, sus parámetros deben ser determinados por calibración (utilizando datos de lluvia-escorrentamiento) antes de intentar utilizarlo en un modo predictivo. Los parámetros son constantes con lo cual el modelo no garantiza la extrapolación en regiones que no se usaron para la calibración. En la práctica, es necesario calibrar el modelo conceptual para cada uno de los niveles de flujo (esto es: bajo, medio, alto) y usar los grupos de parámetros calibrados en concordancia.

Los modelos determinísticos pueden ser complejos en sí mismos. Las ecuaciones diferenciales parciales pueden ser lineales o casi lineales, dependiendo de que los coeficientes de varios términos se asuman como constantes o variables. Los modelos lineales tienen parámetros constantes, por el contrario, los modelos casi lineales tienen parámetros variables. Donde la simplicidad está en riesgo, se justifica el uso de parámetros constantes-por ejemplo, el parámetro constante del método de propagación de Muskingum-Cunge. (sección 9.4).

Para mayor detalle en la simulación de un amplio rango de flujos, un modelo de parámetro variable es la elección lógica, esto es: el parámetro variable del método de propagación Muskingum- Cunge.

Modelos de tiempo invariable versus modelos de tiempo variable

En los modelos de tiempo invariable, el parámetro o parámetros permanecen constantes en el tiempo. Por el contrario, en los modelos de tiempo variable, los parámetros varían. Un ejemplo típico es aquel del modelo conceptual de un reservorio lineal (Capítulo 8). Un modelo de tiempo invariable es $S = K \times O$, mientras que un modelo de tiempo variable es $S = K(t) \times O$, en el cual la constante K de almacenaje del reservorio es una función de tiempo. En la práctica, la mayoría de las aplicaciones han sido restringidas a modelos de tiempo invariable.

Modelos globales versus modelos distribuidos

El término modelo de parámetro global -en forma corta modelos globales- es utilizado para referirse a un modelo en cual los parámetros no varían espacialmente dentro de la cuenca. De allí que la respuesta de la cuenca es evaluada solo a la salida, sin tener en cuenta explícitamente la respuesta de las subcuencas individuales. Un ejemplo típico de un modelo de parámetro global es el hidrograma unitario.

El término modelo de parámetro distribuido -en forma corta, modelo distribuido- es utilizado para referirse a un modelo en el cual se permite que los parámetros varíen espacialmente dentro de la cuenca. Esto permite el cálculo no sólo de la respuesta de toda la cuenca sino también la respuesta de las subcuencas individuales. El mayor detalle con el que pueden hacerse las simulaciones en un modelo distribuido rinde mejor computacionalmente que un modelo global. Esto permite el modelado de características especiales tales como abstracciones de lluvia e hidrológicas que varían espacialmente. Sin embargo, para que los resultados del modelado distribuido sean significativos, la calidad y la cantidad de datos disponibles deben ser proporcionados con gran nivel de detalle.

Los conceptos del modelado global y del distribuido, aunque opuestos en significado, no son necesariamente exclusivos. Los modelos de cuenca globales pueden ser utilizados como componentes de modelos distribuidos de cuencas. En una aplicación típica, un modelo global (esto es: el hidrograma unitario) es utilizado para generación de hidrogramas de subcuencas individuales. Subsecuentemente, estos hidrogramas son combinados y guiados a través de una red de canales de corriente y reservorios. Ya que los parámetros varían de subcuenca a subcuenca y los hidrogramas pueden ser evaluados en cualquier locación deseada dentro de la red de canal, el modelo de la red retiene esencialmente una estructura distribuida.

Modelos continuos versus modelos discretos

Los modelos continuos y los discretos son opuestos en significado. Matemáticamente, una función continua es la que posee derivada en cualquier punto de su dominio. Por el contrario, una función discreta carece de esta propiedad. Ejemplos del uso de funciones discretas y continuas son comunes en la ingeniería hidrológica. Por ejemplo, un hidrograma de corriente es continuo, pero un hidrograma de lluvia es discreto. El modelado, el término continuo es utilizado para referirse a modelos cuyas soluciones pueden ser obtenidas en cualquier punto. En los modelos discretos, sin embargo, las soluciones pueden ser obtenidas solo en ciertos puntos predeterminados.

Un ejemplo típico de la diferencia entre modelos continuos y discretos es proporcionado por la teoría del reservorio. La ecuación diferencial de almacenaje (Ec. 8-4) es una ecuación diferencial ordinaria, y de allí que una solución continua puede obtenerse por medios analíticos. La misma ecuación, sin embargo, puede ser discernible en el plano $x-t$ y resuelta por un método tal como la indicación de almacenaje (sección 8.3) usando procedimientos numéricos. En general, las funciones descritas analíticamente llevan a un modelado continuo. Por el contrario, las funciones de forma arbitraria son mejor manejadas con modelos discretos.

Modelos analíticos versus modelos numéricos

La diferencia entre modelos analíticos y modelos numéricos es casi similar a la que existe entre modelos discretos y modelos continuos. Las funciones y modelos continuos pueden usualmente ser resueltos por medios analíticos, las funciones discretas y los modelos llevan a solucionarlos utilizando procedimientos numéricos. Una solución analítica utiliza las herramientas de la matemática clásica- por ejemplo, la teoría de la perturbación, transformaciones de Laplace, y así sucesivamente. Una solución numérica utiliza diferencias finitas, elementos finitos, el método de las características, o cualquier otro método basado en el discernimiento del dominio de la solución.

En general, las soluciones analíticas pueden ser obtenidas solo por problemas altamente simplificados, particularmente aquellos para los cuales las condiciones iniciales y de borde pueden ser expresadas en forma analítica. Los modelos numéricos se adaptan mejor para las aplicaciones reales, para las cuales las condiciones iniciales y de borde pueden ser especificadas arbitrariamente.

Los modelos numéricos, esquemas, y algoritmos son frecuentemente utilizados como parte integral de modelos computacionales que simulan todas las fases relevantes del ciclo hidrológico. Dado el amplio uso de las computadoras, parece cierto que los modelos numéricos continuarán jugando un rol importante en la práctica del modelado de cuencas.

Modelos de eventos aislados versus modelos de procesos continuos

Los modelos de cuenca pueden ser (1) de eventos aislados o (2) proceso continuo. Como sus nombres lo implican, los modelos de eventos aislados son de corto plazo, diseñados para simular eventos individuales de lluvia-escorrimento. Su énfasis está en la filtración y en el escurrimiento de superficie, su objetivo es la evaluación del escurrimiento directo. Los modelos de evento son aplicables para el cálculo de flujo de inundación, particularmente en los casos donde el escurrimiento directo es el mayor contribuyente al escurrimiento total. Típicamente, los modelos de evento no tienen en cuenta la recuperación de humedad entre eventos de tormenta y, por ello, no se ajustan para la simulación de flujos de tiempo seco (esto es: diariamente).

Distinto de los modelos de evento, los modelos de procesos continuos toman en cuenta todos los componentes del escurrimiento, incluyendo el escurrimiento directo (flujo de superficie) y el escurrimiento indirecto (flujo subterráneo e interflujo). Los modelos de proceso continuo se focalizan en la evapotranspiración y en otras abstracciones hidrológicas de largo plazo responsables del valor de recuperación de humedad durante los períodos en que no hay precipitación. El objetivo de los modelos de proceso continuo es tener en cuenta el balance de humedad a largo plazo de toda la cuenca. Los modelos de proceso continuo se adaptan a la simulación de flujos diarios, mensuales o estacionales, usualmente para el volumen a largo plazo del escurrimiento y estimaciones de la producción de agua.

9.3. COMPONENTES DEL MODELO Y CONSTRUCCIÓN DEL MODELO

Los componentes del modelo de cuenca son: (1) precipitación, (2) abstracción hidrológica, y (3) escurrimiento. Usualmente la precipitación es el dato de entrada al modelo, las abstracciones hidrológicas son determinadas por las propiedades de la cuenca, y el escurrimiento es la salida del modelo.

Precipitación

La precipitación, ya sea como lluvia o como nieve, es el proceso que guía el modelado de una cuenca. El escurrimiento de superficie es una consecuencia directa del exceso de lluvia y-o del deshielo de la nieve. La lluvia puede ser descrita en los siguientes términos: (1) intensidad, (2) duración, (3) profundidad, (4) frecuencia, (5) distribución temporal, (6) distribución espacial, y (7) corrección de área.

Intensidad de lluvia

La intensidad de la lluvia varía ampliamente en el tiempo y en el espacio. En la práctica, es necesario hacer uso de promedios espaciales y temporales de modo de proveer descripciones útiles de lluvia. Para cuencas pequeñas, la intensidad de lluvia promedio durante un período igual al tiempo de concentración es usualmente el parámetro de lluvia primario. Para las cuencas de tamaño medio, el énfasis va desde la intensidad de la lluvia a la profundidad de la tormenta, la duración de la tormenta, y una distribución temporal de la lluvia conveniente. Para las cuencas grandes (esto es: cuencas de ríos) la distribución espacial de la lluvia se vuelve el factor de control.

Las tormentas de alta intensidad son usualmente de corta duración y cubren áreas relativamente pequeñas. Por el contrario, las tormentas de baja intensidad son típicamente de larga duración y cubren áreas grandes. Dependiendo del tamaño de la cuenca, de las condiciones de humedad antecedente, y cobertura de área de la tormenta, ambos tipos de tormentas, las de alta y baja intensidad; pueden producir eventos de escurrimiento de magnitud comparable. De allí que, una descripción de lluvia que recaiga exclusivamente en la intensidad constante de la lluvia está limitada a pequeñas cuencas.

Duración de la lluvia

La duración del evento de lluvia o tormenta varía ampliamente, oscilando entre unos pocos minutos a varios días. La propiedad de concentración del escurrimiento (sección 2.4) indica que todas las cuencas, más allá de su tamaño, alcanzan eventualmente una condición de equilibrio en el escurrimiento cuando están sujetos a una lluvia efectiva constante. En la práctica, esto implica que es más probable que las cuencas chicas alcancen condiciones de equilibrio en el escurrimiento más rápidamente que las cuencas de mediano tamaño y gran tamaño. Esta es la razón que hace que las cuencas pequeñas sean analizadas asumiendo el flujo concentrado, esto es, una condición de equilibrio del escurrimiento. El método racional es un ejemplo típico de la suposición de la concentración del escurrimiento (sección 4.1).

Para las cuencas de tamaño mediano, la respuesta esta en función de la altura acumulada de lluvia y de la distribución temporal aplicada. En este caso, la respuesta de la cuenca es usualmente de tipo subconcentrado, con una duración de tormenta corta con respecto al tiempo de concentración. La duración de la tormenta de diseño, a ser determinada por prueba y error, es aquella que produce el valor de caudal pico más alto para una profundidad de lluvia dada y una distribución temporal. Dado que los caudales picos están directamente relacionados a la intensidad de lluvia, y la intensidad de lluvia decrece con un incremento en la duración de la tormenta, concluimos que una tormenta de larga duración no lleva necesariamente a un caudal pico mayor. Para cuencas grandes, la distribución espacial de la tormenta se vuelve importante, a pesar de que la duración de la tormenta continúa jugando su parte. Esto es porque las tormentas de larga duración pueden ser vistas frecuentemente como constituidas de dos partes (esto es una tormenta dual). La primer parte produce usualmente poco escurrimiento, el volumen de ella incrementa el contenido total de humedad de la cuenca. La segunda parte, que ocurre inmediatamente después de la primera con condición de humedad antecedente mayor, es convertida casi enteramente en escurrimiento, resultando en flujos de pico anormalmente altos. Este mecanismo de la tormenta dual (ver sección 14.5) es usualmente responsable de las mayores inundaciones experimentadas en cuencas grandes.

Altura de lluvia

Para cuencas pequeñas la altura de lluvia implica asumir una intensidad de lluvia constante durante una cierta duración. La altura de lluvia se vuelve importante en el análisis de cuencas de tamaño medio, donde es utilizada junto con una tormenta de distribución adimensional elegida

para desarrollar un hietograma. Los mapas isopluviales que muestran datos de frecuencia, duración y profundidad de tormenta a través de los EEUU han sido desarrollados por el Servicio Meteorológico Nacional. Las referencias se muestran en la tabla 13-1.

Para proyectos grandes especialmente aquellos donde la falla estructural debido a razones hidrológicas (esto es llenado del embalse) puede resultar en pérdida de vida, el concepto de precipitación máxima probable, o PMP, es utilizado en lugar de frecuencia-duración-altura. En la práctica, la PMP es utilizada como una entrada al modelo de cuenca para obtener el flujo máximo probable, o PMF. Los lineamientos para la evaluación del PMP son dados en las referencias mostradas en la tabla 9-1.

Nota: la Tabla 9.1. cita solamente publicaciones referentes al Servicio Nacional de Climatología de EEUU relativos a profundidad – duración – frecuencia de dicho país. Para obtener mayor información remitirse al libro original.

Frecuencia de lluvia

En general, cuanto más grande es la altura de la tormenta, más infrecuente es su ocurrencia. Relacionado íntimamente a la frecuencia está el concepto del período de retorno, definido como el promedio de tiempo que transcurre entre los acaecimientos de dos eventos de tormenta de la misma frecuencia. Los períodos de retorno normalmente usados en la práctica del diseño varía de 5 a 10 años para pequeñas tormentas drenaje, de 50 a 100 años para estructuras más importantes.

La elección de la frecuencia de lluvia está usualmente basada en la práctica local y experiencia individual. Para proyectos importantes, especialmente aquellos donde el fallo puede resultar en pérdida de vida, la PMP es usada en vez de la frecuencia como la base para las determinaciones de flujo.

Distribución temporal

La distribución temporal de una tormenta tiene un rol importante en la respuesta hidrológica de cuencas de tamaño medio. Para una altura de lluvia dada y una duración, la elección de la distribución temporal la de lluvia adimensional permite el desarrollo del hietograma de una tormenta de diseño.

Para una cierta altura de lluvia y una duración, una distribución temporal uniforme (fig.9-1(a)) producirá una respuesta lenta, con un pico relativamente bajo y un tiempo de base largo. Por el contrario, una distribución temporal altamente no uniforme (fig. 9-1(b)) producirá una respuesta rápida, con un pico relativamente alto y un tiempo de base corto. En la práctica, una elección juiciosa de la distribución temporal (o alternativamente, una tormenta diseño) es necesaria para el cálculo seguro de picos de flujo usando técnicas de modelado de cuencas.

Una distribución temporal de diseño puede ser derivada localmente o regionalmente. Las distribuciones de lluvia temporal adimensionales están expresadas en porcentaje de duración de la lluvia en las abscisas y porcentaje de altura de lluvia en las ordenadas. Alternativamente, la duración puede ser fijada a valores establecidos y solamente las ordenadas expresadas como porcentaje de gravedad de lluvia.

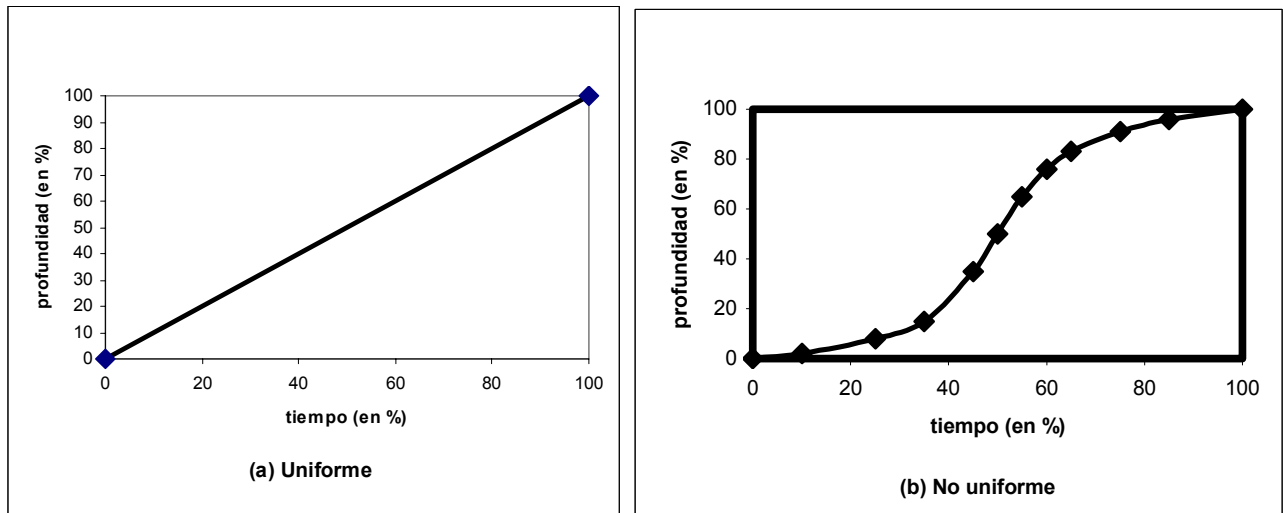


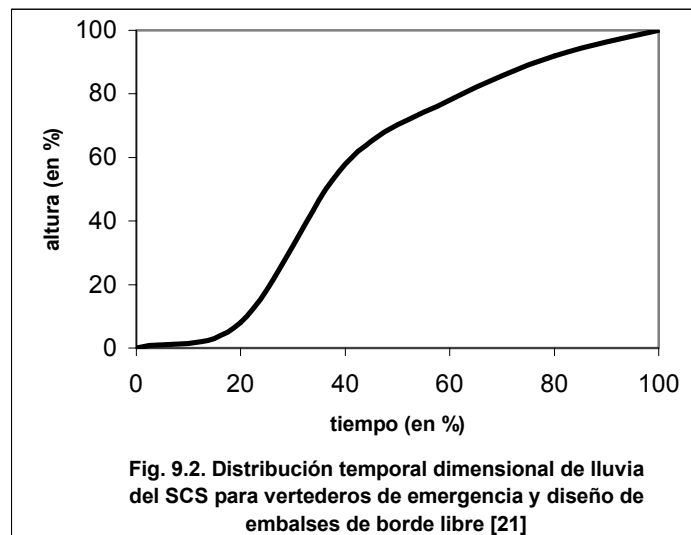
FIG. 9 -1. Tipos de distribuciones de lluvia temporal

El Servicio de Conservación de Suelos ha desarrollado varias distribuciones temporales generalizadas aplicables a los Estados Unidos, entre ellas las 24-h Tipos I, IA, II, y III (ver fig.5-14 y tabla A-9, apéndice A) y las 48-h Tipos I y II. Las 24-h tipos I de distribución temporal son representativas del clima marítimo del Pacífico, con inviernos húmedos y veranos secos (Costa de California, aproximadamente al sur de San Francisco). El tipo de distribución Tipo IA es representativo de la precipitación de baja intensidad normalmente asociada con tormentas frontales hacia el oeste de las Montañas Cascada (Washington y Oregon) y Sierra Nevada (California). La distribución Tipo III es representativa de las áreas costeras Atlánticas y del Golfo donde las tormentas tropicales son responsables para cantidades grandes de precipitaciones de 24 horas. La distribución Tipo II es la más intensa de las cuatro distribuciones del SCS y es representativa de las tormentas dominantes que ocurren al este de las Montañas Cascada (Washington y Oregon) y Sierra Nevada (California), excluyendo las áreas donde la distribución

Tipo III es aplicable (fig.5-15). Las distribuciones temporales 48-h son aplicables a situaciones que garantizan el uso de duraciones de tormenta de más de 24 horas.

Las distribuciones temporales SCS 24-h Tipos I, IA, II y III fueron diseñadas inicialmente para su uso en el análisis de cuencas de tamaño medio. Sin embargo, en TR-55 su aplicabilidad se ha extendido a desagües urbanos pequeños (ver sección 5.3). Estas distribuciones temporales 24-h intentan abarcar las intensidades de lluvia asociadas con tormentas de corta duración, que van desde 30 minutos a 12 horas. Por ello, son típicamente tormentas de alta intensidad adaptables a cuencas similares en tamaño a aquellos usados por el Servicio de Conservación de Suelos, esto es aquellas áreas menores a 250 km². Se requiere un juicio considerable cuando se utiliza estas tormentas del SCS para cuencas de área por encima de este límite.

Otra distribución ampliamente usada es la distribución temporal adimensional del SCS para vertedero de emergencia y diseño de embalses de borde libre (ver sección 14.3). El servicio de Conservación de Suelos no limita la altura de la tormenta o las duraciones que podrían ser utilizadas en conjunción con esta distribución temporal. Esta distribución se ve gráficamente en la fig. 9-2 y en forma tabular en la tabla A-10, Apéndice A.



Las alternativas regionales a las distribuciones temporales generalizadas pueden ser derivadas basadas en una metodología desarrollada por el Servicio Meteorológico Nacional [24, 25]. Este método está basado en la relación entre tormentas y lluvias. Una tormenta, es definida como el mayor evento de precipitación en una estación dada para N horas consecutivas. (N es 1,2,3,6,12 o 24 horas) durante un año calendario. La duración de esta tormenta máxima anual esta en función de un evento de duración independiente. Para cada tormenta máxima anual, otros cinco valores de precipitaciones son abstractos. Estos son los totales más grandes de precipitaciones concurrentes para M horas consecutivas (M es 1, 2, 3, 6, 12 o 24, pero $M \neq N$). Estos son eventos que incluyen o están contenidos dentro de la tormenta máxima anual. Son llamados eventos de duración dependiente (DD) porque son dependientes de la ocurrencia de la tormenta ID. Los eventos DD están referidos como lluvias. La relación secuencial y cuantitativa entre tormentas (ID) y lluvias (DD) permite el desarrollo de distribuciones de tormenta temporal basada en las características regionales de lluvia.

Distribución espacial

Para cuencas grandes, la modelación gira alrededor de la distribución espacial de la tormenta. Las tormentas que cubren áreas grandes tienden a tener formas elípticas, con un ojo de alta intensidad ubicado en el medio del elipse, rodeado por lluvias de intensidades y alturas decrecientes (Fig.2-4(b)). Más aún, el ojo de la tormenta tiende a moverse en dirección paralela a los vientos prevalentes.

En ciertos casos puede ser necesario considerar las tormentas locales y generales. Para cuencas grandes, las tormentas locales son típicas tormentas de alta intensidad (esto es, tormentas eléctricas) que cubren solamente una fracción de área de la cuenca. Por el contrario, las tormentas generales cubren el área entera de la cuenca lluvias de larga duración, aunque de baja intensidad. Para cuencas grandes, las tormentas locales y generales pueden producir escurrimiento e inundación de magnitud comparable.

Corrección del área

Hay una cantidad limitada de humedad precipitable en la atmósfera, por ello, cuanto mayor la cobertura del área de tormenta menor la altura promedio de la tormenta. Para explicar esta tendencia natural las alturas de la tormenta mostradas en los mapas ipsopluviales del Servicio Meteorológico Nacional son expresadas como alturas puntuales, esto es alturas de tormenta aplicables a áreas menores que 25 km^2 (10 mi^2).

Para cuencas de más de 25 km² se necesita una corrección del área de modo de reducir la altura del punto del mapa a un valor menor que tenga en cuenta la cobertura del área. Las relaciones generalizadas altura-área han sido desarrolladas por el Servicio Meteorológico Nacional (ver figs. 2-9 (a) y 2-9 (b)). Estos mapas son estrictamente aplicables a cuencas menores de 1000 km² (400 mi²). Otras relaciones altura-área utilizadas por las agencias federales son descritas en la sección 14-1.

Las relaciones NWS altura-área son aplicables a todos los Estados Unidos y por ello son conservadores en sus estimaciones de corrección de área. Las alternativas regionales para las relaciones NWS altura-área generalizadas han sido desarrolladas en ciertas locaciones geográficas. Estos mapas son generalmente menos conservadores que los mapas NWS siendo más aptos para describir patrones de lluvia regionales.

Se necesita un juicio cuidadoso y experiencia cuando se extrapolan curvas de corrección altura-área para áreas de cuencas superiores a aquellas incluidas en los mapas. A este respecto, información adicional puede obtenerse de los mapas (DAD) altura-área-duración, incluida en reportes que trabajan con las determinaciones PMP [14, 15].

Abstracciones hidrológicas

Las abstracciones hidrológicas son los procesos físicos que actúan para reducir la precipitación total a precipitación efectiva. Eventualmente, la precipitación efectiva va a constituir el escurrimiento de superficie. Hay varios procesos por los cuales la precipitación es abstraída por la cuenca. Entre ellos, aquellos que interesan a la ingeniería hidrológica son los siguientes: (1) intercepción, (2) infiltración, (3) almacenaje de superficie, (4) evaporación y (5) evapotranspiración (sección 2.2).

Los objetivos del modelado determinan una gran extensión cuyas abstracciones hidrológicas son importantes en una aplicación cierta. Para modelos de eventos, el énfasis está en la infiltración. Por ejemplo, el método del número de curva de escurrimiento SCS, que es ampliamente usado en modelos de eventos, tiene en cuenta en forma explícita la infiltración. Todas las otras abstracciones están agrupadas en un parámetro inicial de abstracción, definida como una fracción de la retención potencial máxima $I_a = 0.2 \times S$ (ver sección 5.1).

Los modelos de proceso continuo difieren de los modelos de eventos aislados en que son diseñados para simular flujos diarios, con o sin la presencia de precipitación. Concordantemente, su énfasis está en la evapotranspiración, y apunta a proveer un detalle de la humedad de la cuenca en todo momento.

Intercepción

La intercepción es un tema importante en la modelación de tormentas de baja intensidad y de alta intensidad. Generalmente, las tormentas que tienen una frecuencia alta de ocurrencia son sustancialmente abstraídas por intercepción. Por el contrario, para las tormentas de alta intensidad y baja frecuencia de ocurrencia, la intercepción generalmente es una fracción muy pequeña del total de la lluvia. La modelación detallada de la intercepción usualmente está garantizada en modelos de proceso continuo. Para los modelos de eventos aislados, la intercepción es pequeña comparada con la infiltración.

Infiltración

La infiltración está vista como el mecanismo de abstracción primario en los modelos de eventos aislados. Los valores y las cantidades de infiltración determinan en gran parte las cantidades de

escurrimiento superficial. Tanto los modelos determinísticos, como los conceptuales, o los paramétricos son usados en el modelado del proceso de infiltración. Por ejemplo, un modelo determinístico es la fórmula de Green y la Ampt (sección 2.2), que está basada en la física del proceso de infiltración. Un ejemplo típico de un modelo conceptual es el método de la curva de escurrimiento SCS, que está basada en asumir la proporcionalidad entre la retención y el escurrimiento (sección 5.1). Los modelos paramétricos son también ampliamente usados, vea, por ejemplo, la función general de tasa de pérdida del HEC (sección 9.5).

Los valores de infiltración varían ampliamente en el tiempo y el espacio, lo que hace del modelado distribuido de infiltración una tarea muy compleja. Para cuencas grandes, y particularmente para grandes inundaciones, los modelos prácticos de infiltración están basados en el concepto de índice de infiltración, que agrupa los valores de infiltración en el tiempo y el espacio (sección 2.2). Estos índices pueden ser estimados u obtenidos del análisis de datos de lluvia-escurrimiento.

Almacenamiento superficial

La cantidad de almacenamiento superficial está en función del relieve de la cuenca. En cuencas pequeñas y montañosas, el almacenamiento superficial es usualmente despreciable. Sin embargo, en desagües urbanos y de tierras bajas (pantanos, ciénagas) es bastante compleja, de allí que el almacenamiento de superficie es usualmente simulado con modelos empíricos o conceptuales. (ver secciones 2.2 y 5.3).

Evaporación

En el modelado de cuencas, un componente de evaporación es utilizado para cuantificar la pérdida de agua de lagos y reservorios. El proceso es particularmente importante para modelado continuo en regiones áridas y semiáridas. En este caso, la evaporación de lagos y reservorios puede representar una contribución sustancial al balance de agua de la cuenca.

La evaporación de los cuerpos de agua puede ser estimada de varios modos. Las distintas propuestas se clasifican como (1) balance de agua (2) balance de energía, (3) técnicas de transferencia de masa, y (4) métodos de pan-evaporación (sección 2.2). Dada la naturaleza empírica de las estimaciones de evaporación, el uso de dos o más métodos es garantizado generalmente para proveer una base para la comparación.

Evapotranspiración

La evapotranspiración se ve como el mecanismo abstractivo primario de modelos de proceso continuo. La evapotranspiración es tomada en cuenta ya sea como evapotranspiración potencial (ETP) o evapotranspiración real (ETR). La ETP es modelada de forma similar a la evaporación. Los métodos para calcular la ETP están clasificados en: (1) modelos de temperatura, (2) modelos de radiación, (3) modelos combinados (balance energético con transferencia de masa), y (4)

modelos de pan evaporación. (sección 2.2). Las fórmulas empíricas u otras estimaciones de evapotranspiración son utilizadas en la modelación de procesos continuos.

Escurrimiento

Se reconocen dos modos diferentes de escurrimiento con propósitos de modelación: (1) escurrimiento en la cuenca y (2) escurrimiento en el canal de corriente. El escurrimiento de cuenca tiene características tridimensionales, pero eventualmente este tipo de escurrimiento se concentra a la salida de la cuenca. Después de abandonar la cuenca el escurrimiento entra la red del canal donde se vuelve un flujo corriente del canal. A diferencia del escurrimiento de cuenca, la marcada

orientación longitudinal del flujo de la corriente del canal generalmente justifica asumirlo unidimensional.

En la práctica, el escurrimiento de cuenca se modela usando ya sea una aproximación distribuida o concentrada. La concentrada está basada en la convolución del hidrograma unitario con un hidrograma efectivo de tormenta (sección 5.2). La aproximación distribuida está basada en el flujo terrestre que utiliza técnicas de ondas de difusión o cinemáticas. (secciones 10.4 y 10.5). Ambas formas tienen ventajas y desventajas. El hidrograma unitario es relativamente fácil de implementar, a pesar de que toma en cuenta explícitamente los detalles físicos del interior de la cuenca. El ruteo de onda cinemática es teóricamente más aplicable que el hidrograma unitario, y a diferencia de este último, puede proveer información detallada del escurrimiento de superficie en toda la cuenca. Sin embargo, ruteo de onda cinemática es generalmente más complejo, difícil de implementar y requiere cantidades sustanciales de datos físicos para que su operación resulte exitosa.

Más aún, el nivel de la abstracción geométrica requerida por modelos de onda cinemática operacional (ej: representación del libro abierto) puede en ciertos casos comprometer el rigor teórico de la técnica.

Una aproximación alternativa para la modelación del escurrimiento es el concepto del área de fuente variable (sección 11.5) (19). Esta aproximación es particularmente aplicable a la hidrología de montaña, por ejemplo, el estudio del escurrimiento desde las tierras altas y - o cuencas forestales.

Este concepto de modelado se basa en asumir que el patrón preferido de la lluvia es por infiltración a través de suelo forestal sin cambios, migración colina abajo, y mantenimiento de niveles de saturación o cercanos a la saturación en los declives bajos. A medida que la lluvia continúa, la zona de flujo de la subsuperficie saturada se expande, con las capas de suelo saturadas contribuyendo con cantidades sustanciales de flujo subsuperficial para el escurrimiento. El grado en el cual la saturación y la subsecuente expansión lateral ocurre es una función de las condiciones de humedad antecedentes, intensidad de lluvia y duración. El modelado del área de fuente variable difiere del modelado superficial en que en el flujo subsuperficial la pendiente inferior es considerada como la primera instancia para el escurrimiento. (ver sección 11.5).

En el modelado de cuencas, la salida del escurrimiento de la cuenca es el flujo de entrada al canal. El cálculo del flujo del canal se lleva a cabo armando camino a través de la red del canal. Se hace una distinción entre subcuencas de tierras altas, que contribuyen al flujo de entrada a la red de corriente aguas arriba, y alcanza las subcuencas, que contribuyen al flujo de entrada local a las varias distancias constituyendo la red de la corriente. Cuando se usan modelos globales, el escurrimiento de las subcuencas es concentrado en el punto corriente abajo. Por el contrario, con los modelos distribuidos, el escurrimiento de las subcuencas puede ser distribuido lateralmente a lo largo de la extensión.

El camino o ruta a través de la corriente se lleva a cabo por técnicas de tránsito hidráulico o hidrológico. Las técnicas hidrológicas se solucionan directamente para valores de descarga, si se lo desea los estados pueden ser determinados indirectamente a través de el uso de una curva de valor apropiada. Las técnicas hidráulicas de ruteo de río (sección 9.5) generalmente se resuelven

para descargas y estados simultáneamente, aunque con un incremento sustancial en complejidad comparada con las técnicas hidrológicas.

Los modelos distribuidos requieren una descripción topológica de la red de la corriente. Un sistema lógico de cuenca y numeración de tramos se necesita para una combinación hidrográfica apropiada en las confluencias de la red.

Construcción del modelo y aplicación

La construcción de un modelo de cuenca comienza con la selección de los componentes del modelo. Una vez que éstos han sido elegidos, se unen como partes del todo del modelo, siguiendo una secuencia lógica que recuerda a la del proceso natural. La lluvia y la nieve son consideradas primero, seguidas por las abstracciones hidrológicas, la generación del hidrograma de la subcuenca, reservorio y ruteo de la corriente en el canal, y combinación hidrográfica en las confluencias de la red.

La resolución de la salida del modelo debe ser solicitada al inicio de la construcción y aplicación del modelo. La resolución se refiere a la capacidad del modelo de representar con seguridad ciertas escalas de problemas. La resolución está relacionada a la escala de la cuenca y el objetivo del modelado. La modelación del escurrimiento de cuencas pequeñas requiere una resolución clara, con pasos de tiempo típicos en el orden de los minutos y correspondiente a subcuencas pequeñas y tramos cortos de canal. Por el otro lado, la modelación del escurrimiento de cuencas de tamaño medio requiere una resolución promedio, con pasos de tiempo típicos en el orden de horas y correspondientes a subcuencas mayores y tramos de canal más largos. Más aún, la modelación del escurrimiento de cuencas grandes (esto es, cuencas de ríos) puede requerir una resolución amplia, con pasos de tiempo del orden de uno o más días y tamaño de subcuenca y longitudes de tramos del canal concordantes.

El objetivo del modelado puede tener influencia en la elección de la resolución del modelo. Los modelos de evento son de término corto por definición y, de allí que, estén sujetos a cambios rápidos en las variables del modelo. Los modelos de evento requieren una resolución fina, usualmente con pasos de tiempo que van desde varios minutos a unos pocas horas, dependiendo del tamaño de la cuenca. Los modelos de proceso continuo están diseñados para procesos de largo plazo, con fluctuaciones menores en las variables de modelo. De allí que en los modelos de proceso continuo es posible una resolución mayor.

9.4. CALIBRACIÓN DEL MODELO Y VERIFICACIÓN

Los ingredientes esenciales de cada modelo son las variables y los parámetros. Las variables son cantidades físicas en sí mismas, esto es: descarga, estado, área de flujo, profundidad de flujo, velocidad media, etc. Los parámetros son cantidades que controlan el comportamiento de las variables. Cada componente del modelo puede tener una o más variables y parámetros.

Los parámetros pueden ser de naturaleza determinística, conceptual, o empírica. Los parámetros de los modelos determinísticos están basados en leyes de procesos físicos, usualmente en conexión con aplicaciones del modelado distribuido, para los cuales los cálculos se realizan en los dominios temporales y espaciales. Los parámetros conceptuales son parte de los modelos conceptuales es decir, aquellos que simulan procesos físicos en un modo simple y práctico. Los parámetros empíricos son calculados directamente, basados en datos medidos o indirectamente, basados en la experiencia (como en el caso de la regionalización de parámetros de modelos).

En la práctica, es más probable que un cierto modelo de cuenca tenga más de un tipo de componente y, entonces, más de un tipo de parámetro. Generalizando, un modelo de cuenca se denomina determinístico, conceptual o empírico dependiendo de si la mayoría de sus componentes y parámetros tienen bases determinísticas, conceptuales o empíricas. El uso y la interpretación de los modelos de cuenca, en particular los procesos de calibración, verificación y análisis de sensibilidad, son una función del tipo de modelo.

Calibración y verificación

La calibración del modelo es el proceso por el cual los valores de los parámetros del modelo son identificados para su uso en una aplicación particular. Consiste en el uso de datos de lluvia-

escurrimiento y un procedimiento para identificar los parámetros del modelo que provean la mejor concordancia entre los flujos simulados y los registrados. La identificación de los parámetros puede ser llevada a cabo manualmente, por prueba y error, o automáticamente utilizando técnicas de optimización matemática.

La calibración implica la existencia de datos de caudales, para cuencas no medidas, la calibración simplemente no es posible. La importancia de la calibración varía con el tipo de modelo. Por ejemplo, un modelo determinístico es observado generalmente como altamente predictivo, por ello, debería requerir poca o ninguna calibración. En la práctica, sin embargo, los modelos determinísticos no son enteramente determinísticos, y por ello, un cierto modo de calibración es necesario frecuentemente.

La modelación conceptual, la calibración es extremadamente importante, ya que los parámetros no muestran una relación directa con los procesos físicos. Por ello, la calibración es requerida de modo de determinar valores apropiados de estos parámetros. Las estimaciones prácticas de los parámetros de modelo conceptual, basados en la experiencia local, son usados algunas veces en lugar de la calibración. Sin embargo, tal práctica es riesgosa y puede llevar a cometer errores groseros. La calibración también juega un rol importante en la determinación de parámetros en modelos empíricos.

La calibración necesita de procesos de tiempo invariable y tiempo variable y los modelos son bastante diferentes. Para evaluar la seguridad predictiva de un modelo de tiempo invariable es costumbre dividir el proceso de calibración en dos etapas diferentes: (1) calibración y (2) verificación. Para este propósito, dos grupos independientes de datos de lluvia-caudal son reunidos. El primer grupo es utilizado en la calibración por sí mismo, mientras que el segundo grupo es usado en la verificación del modelo, esto es: una medición de la seguridad de la calibración. Una vez que el modelo ha sido calibrado y los parámetros verificados, está listo para ser utilizado en el etapa predictiva de la modelación.

La calibración está bastante implicada con los procesos de tiempo variable y modelos. Ya que los parámetros varían en el tiempo (y con las variables del modelo), una calibración y una verificación en el sentido lineal es sólo posible dentro de un rango estrecho de la variable. Una alternativa práctica es seleccionar varios rangos de la variable, esto es, flujo mínimo, flujo promedio, y flujo máximo, y realizar una calibración y una verificación para cada nivel de flujo. De esta manera se puede identificar un grupo de parámetros para cada rango de la variable. Un ejemplo típico de calibración multinivel (multiestado) es la del ruteo en canales. Los parámetros de ruteo para flujo encauzado son bastante diferentes de aquellos de flujo desbordado. Por ello, son necesarias varias calibraciones, que abarquen un amplio rango de niveles de flujo.

Para ciertos procesos y modelos, particularmente aquellos de naturaleza determinística, los parámetros de modelo pueden ser explícitamente relacionados a las variables del modelo. En este caso, la necesidad de la calibración de los parámetros (en el sentido lineal) es engañosa. Los modelos variable-parámetro, son, por ello, altamente predictivos.

Los modelos distribuidos y concentrados poseen problemas de calibración diferente. Los modelos concentrados tienen un número relativamente pequeño de parámetros comparados con los modelos distribuidos. Para los modelos conceptuales globales, la calibración en el sentido lineal es posible. En este caso, las estimaciones de parámetro pueden ser obtenidas frecuentemente con técnicas de calibración automática.

A diferencia de los modelos concentrados, los modelos distribuidos tienen un gran número de parámetros, de los cuales la mayoría mantienen relación con los procesos físicos. Este gran grupo de parámetros suministra una calibración automática poco práctica y algunas veces errónea. En

concordancia, es aconsejable frecuentemente limitar los parámetros del modelo dentro de rangos físicamente realistas y realizar calibraciones de prueba y error.

Análisis de sensibilidad

Las inseguridades en la práctica del modelado de cuencas ha llevado a una confianza "in crescendo" en el análisis de sensibilidad, el proceso por el cual un modelo es probado para establecer una medida del cambio relativo en los resultados del modelo causado por un cambio correspondiente en los parámetros del modelo. Este tipo de análisis es un complemento necesario para el ejercicio del modelado, especialmente porque provee información sobre el nivel de certeza (o no) para asegurar los resultados del modelado. Los resultados del análisis de sensibilidad para las variaciones de parámetro es particularmente importante en el caso de modelos determinísticos que tienen algunos componentes conceptuales. Debido a los componentes conceptuales, las calibraciones son estrictamente válidas solo dentro de rangos estrechos de las variables, de allí que, los errores en la estimación de los parámetros necesitan ser determinados de manera cualitativa.

La sensibilidad es analizada usualmente aislando el efecto de cierto parámetro. Si un modelo es altamente sensible a un parámetro dado, pequeños cambios en el valor de ese parámetro podría producir cambios grandes en el rendimiento del modelo. Por ello, es necesario concentrar el esfuerzo del modelado en obtener buenas estimaciones de este parámetro. Por otro lado, los parámetros poco sensibles pueden ser relegados a un rol secundario.

En el modelado de cuencas, la elección de parámetros para el análisis de sensibilidad es función de la escala de problema. Por ejemplo, en pequeñas cuencas, el rendimiento del modelo es altamente sensible al parámetro abstracción, esto es el coeficiente de escurrimiento en el método racional. Por ello, es imperativo que el coeficiente de escurrimiento sea estimado de la mejor manera posible. Para eventos de baja frecuencia, valores altos del coeficiente de escurrimiento están generalmente justificados (sección 4.1).

En el modelado de cuencas de tamaño medio, la sensibilidad del modelo usualmente gira sobre la distribución temporal de la lluvia, los parámetros de infiltración, y la forma del hidrograma unitario. La selección de la distribución de la lluvia es crucial desde el punto de vista del diseño. Los modelos de cuencas son usualmente muy sensibles a los parámetros de infiltración, lo cuales necesitan ser evaluados cuidadosamente, con particular atención a los procesos físicos. Por ejemplo, una tormenta de corta duración y alta intensidad podría resultar en un pico de flujo alto, debido primariamente a una alta intensidad de lluvia. Sin embargo, una tormenta de baja intensidad y larga duración podría también resultar en un pico alto de flujo, esta vez debido a una larga duración de la lluvia, lo que provoca que las abstracciones hidrológicas se reduzcan a un mínimo.

En el modelado de cuencas grandes, la sensibilidad del modelo se focaliza en la distribución espacial de la tormenta, a pesar de que la distribución temporal y los parámetros de infiltración continúan jugando un rol significativo. De cualquier modo, una evaluación cuidadosa de la sensibilidad del modelo es necesaria para incrementar la confianza en los resultados del modelado.

Los análisis proveen medios efectivos de muestra con las complejidades inherentes del modelado de desagües, incluyendo las incertidumbres de los parámetros asociados. En este sentido, los modelos distribuidos, mientras son vistos ampliamente como determinísticos pueden frecuentemente mostrar una cualidad distintiva probabilística diferente.

9.5. MODELOS DE CUENCAS

Muchos modelos computacionales de cuencas (áreas de captación o cuencas receptoras) han sido desarrollados en las últimas tres décadas. Seis de esos modelos, tres de eventos aislados y tres de procesos continuos se describen en esta sección. Estos modelos son considerados representativos en la práctica del modelado en los Estados Unidos. Muchos otros modelos no pueden ser incluidos aquí por limitaciones de espacio. Un examen de modelos de cuencas se presenta en (17).

Los modelos de evento son (1) HEC-1, desarrollado y respaldado por el Centro de Ingeniería Hidrológica (HEC), Armada de Estados Unidos, Cuerpo de Ingenieros, (2) TR-20, respaldado por el Servicio de Conservación de Suelos USDA, y (3) SWMM (Modelo de Gestión de Agua de Tormenta), desarrollado bajo los auspicios de la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos. El HEC-1 y el TR-20 son utilizados para la generación de hidrogramas de crecidas en el análisis y diseño de esquemas de control de flujo. El SWMM se adapta a los análisis y las aplicaciones de diseño que involucran determinaciones simultáneas de cantidad y calidad de agua.

Los modelos de proceso continuo son: (1) SSARR, desarrollado y respaldado por el Cuerpo de Ingenieros de la Armada de los Estados Unidos División Pacífico Norte, (2) Modelo de Cuenca Stanford (SWM) desarrollado en la Universidad de Standford, y (3) el Modelo Sacramento desarrollado conjuntamente por el Servicio Meteorológico Nacional de Estados Unidos y el Departamento de California de Recursos Hídricos. Estos modelos han sido utilizados para diseño hidrológico, predicción de volumen de escurrimiento a largo plazo, y predicción de flujo en tiempo real.

HEC-1

El HEC-1, denominado además paquete hidrográfico de crecida, es diseñado para ser utilizado en la simulación de eventos de flujo en cuencas receptoras y cuencas de río [10]. La cuenca del río está representada como un sistema interconectado de componentes hidrológicos e hidráulicos. Cada uno de los componentes modela un aspecto del proceso precipitación-escurrimiento dentro de una porción de la cuenca referido como una subcuenca. Un componente puede ser una entidad de escurrimiento de superficie, un canal o un reservorio. Su descripción requiere el conocimiento de un grupo de parámetros y relaciones matemáticas que describen los procesos físicos. El resultado del modelado es la suma de hidrogramas de crecidas en lugares deseadas dentro de la cuenca del río.

Una cuenca de río está representada como un grupo interconectado de subcuencas. Dentro de cada subcuenca, los procesos hidrológicos están representados por los valores parámetros promedio. Para las subcuencas no homogéneas hidrológicamente una división posterior puede ser necesaria para asegurar que los valores de parámetros promedio sean representativos de cada entidad de la subcuenca.

El HEC-1 es un modelo de evento, por ello, no hay provisión de recuperación de la humedad del suelo durante los períodos en que no hay precipitación, con simulaciones limitadas a un evento simple de tormenta. El modelo solo calcula las descargas, aunque los estados pueden ser determinados indirectamente a través de valores aportados por el usuario. Alternativamente, los resultados del HEC-1 pueden ser usados como entrada al HEC-2, que calcula los estados basado en la descarga utilizando principios de flujo variable gradualmente. En el HEC-1 la ruta del canal de la corriente se lleva a cabo por métodos hidrológicos. Por ello, el modelo no cuenta para los efectos dinámicos que están presentes en ríos de declive moderado. La ruta del reservorio está basada en la técnica modificada de Puls (sección 8.3), la cual puede no ser aplicable en casos en donde los reservorios son operados con flujo de salida controlado (sección 8.4).

Desarrollo del modelo de red de corriente

Usando mapas topográficos y otra información geográfica, una cuenca de río es configurada en un sistema interconectado de componentes de red de corriente (fig.9-3). Un diagrama esquemático (fig. 9- 4) es desarrollado siguiendo los siguientes pasos:

1. Los límites del cuenco receptor o de la cuenca bajo estudio son delineados con la ayuda de mapas topográficos. Para cuencas urbanas podrían ser necesarios también mapas municipales de drenaje.
2. La cuenca es subdividida en un número de subcuencas en orden de configurar la red de la corriente. Al realizar la subdivisión se toma en cuenta lo siguiente: (1) el propósito del estudio, y (2) la variabilidad espacial de precipitación y las características de la respuesta del escurrimiento. El propósito del estudio sirve para indicar las áreas de interés, y así la ubicación de los límites de la subcuenca. La variabilidad espacial ayuda en la selección del número de subcuencas. Cada subcuenca intenta representar un área de la cuenca que, en promedio, tiene las mismas propiedades hidrológicas e hidráulicas. Usualmente, la suposición de que la precipitación y la infiltración son uniformes en una cuenca se vuelve menos segura a medida que el tamaño de la subcuenca incrementa su tamaño.
3. Cada subcuenca es representada por un grupo de componentes del modelo. Los siguientes componentes están disponibles: (a) escurrimiento de la subcuenca, (b) propagación en ríos, (c) reservorio, (d) desviación, y (e) bombeo.
4. Las subcuencas y sus componentes se unen para representar la conectividad o topología de la cuenca del río. El HEC-1 tiene varios métodos para combinar o unir el flujo de salida de los varios componentes.

Componentes del modelo

El componente de escurrimiento de la subcuenca, tales como subcuencas 10, 20, 30 y así sucesivamente (fig. 13-3 y 13-4) es usado para representar el flujo sobre la superficie de la tierra y en los canales de corriente. La entrada a este componente es un hietograma de precipitación. La lluvia efectiva es computada por abstracción de la infiltración y el almacenamiento superficial usando una función de infiltración. Dentro de cada subcuenca, los valores de lluvia e infiltración se asumen como distribuidos uniformemente en el espacio.

El hidrograma de crecida de salida en la salida de la subcuenca es generado utilizando la convolución del hidrograma unitario (sección 5.2) o un ruteo de onda cinemática (sección 10.4). El hidrograma obtenido por convolución es acumulado en la salida de la subcuenca. Sin embargo, el escurrimiento de superficie calculado por ruteo de onda cinemática es distribuido a lo largo del canal como flujo de entrada lateral. El flujo de base es computado por un método empírico y agregado al hidrograma de escurrimiento superficial para obtener el flujo en la salida de la cuenca.

Un componente de ruteo en ríos (elemento 1020, fig.13-4) se usa para representar el movimiento de la onda de crecida en un canal. La entrada a este componente es el hidrograma de aguas arriba resultante de las contribuciones individuales o combinadas del escurrimiento de la subcuenca, dirección del río, o derivaciones. El hidrograma de aguas arriba es propagado a través del canal utilizando uno de los métodos disponibles de ruteo hidrológico.

Con referencia a la fig. 13-4 una secuencia computacional típica del HEC-1 es como sigue. El escurrimiento de la subcuenca 10 es calculado y ruteado al punto 20 propagándolo por el tramo 1020. Cuando se usa la técnica del hidrograma unitario, el escurrimiento de la subcuenca 20 es calculado y combinado con el tramo 1020 del hidrograma de salida al punto de control 20. Alternativamente, si el escurrimiento de la subcuenca 20 es concentrado aguas arriba del tramo 1020, los escurrimientos de las subcuencas 10 y 20 pueden ser combinados previamente para rutearlos a través del tramo 1020. Cuando se usa el ruteo de onda cinemática, el escurrimiento de la subcuenca 20 es modelado como un flujo de entrada lateral distribuido uniformemente al tramo

1020. El escurrimiento de la subcuenca 10 es dirigido en combinación con este flujo de entrada lateral vía el tramo 1020 al punto de control 20.

Una adecuada combinación de escurrimiento en la subcuenca y los componentes de ruteo del río pueden ser usadas para representar las complejidades de la lluvia-escurrimiento y la propagación en la red de corrientes. La conexión de la red de corrientes está implícita en el orden en el cual los componentes de los datos se ordenan. La simulación debe comenzar en la subcuenca principal (más elevada) en un brazo de la red, moviéndose corriente abajo hasta que alcance una confluencia. Antes de proceder por debajo de la confluencia, todos los flujos de corriente arriba deben ser computados y dirigidos a aquel punto. Los flujos son combinados en la confluencia y los flujos resultantes son ruteados corriente abajo.

El componente reservorio puede ser usado para representar las características del almacenamiento-flujo de salida de un reservorio, embalse de detención, alcantarilla de ruta, y otros. El componente reservorio opera recibiendo los flujos de entrada de corriente arriba y propagándolos a través de un reservorio usando métodos de tránsito hidrológico, por lo cual el flujo de salida es solamente una función del almacenamiento (Capítulo 8).

El componente derivación es utilizado para representar derivaciones de canal, bifurcaciones de corriente, o cualquier transferencia de flujo de un punto de una cuenca de río a otro punto dentro o fuera de la cuenca. El componente derivación recibe el flujo de entrada de corriente arriba y divide el flujo de acuerdo al valor preestablecido por el usuario.

El componente bombeo puede ser usado para simular la acción de las bombas usadas para levantar el agua fuera de las áreas estancadas, por ejemplo detrás de diques. Los datos de operación de bomba describen el número de bombas, sus capacidades y las elevaciones dentro y fuera.

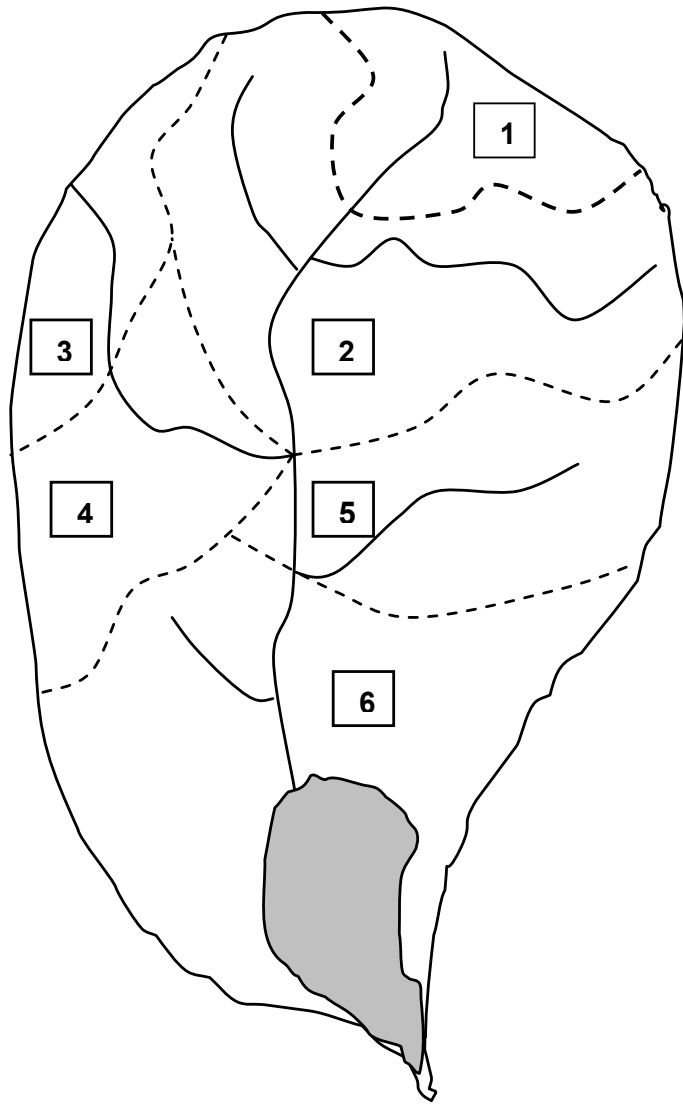
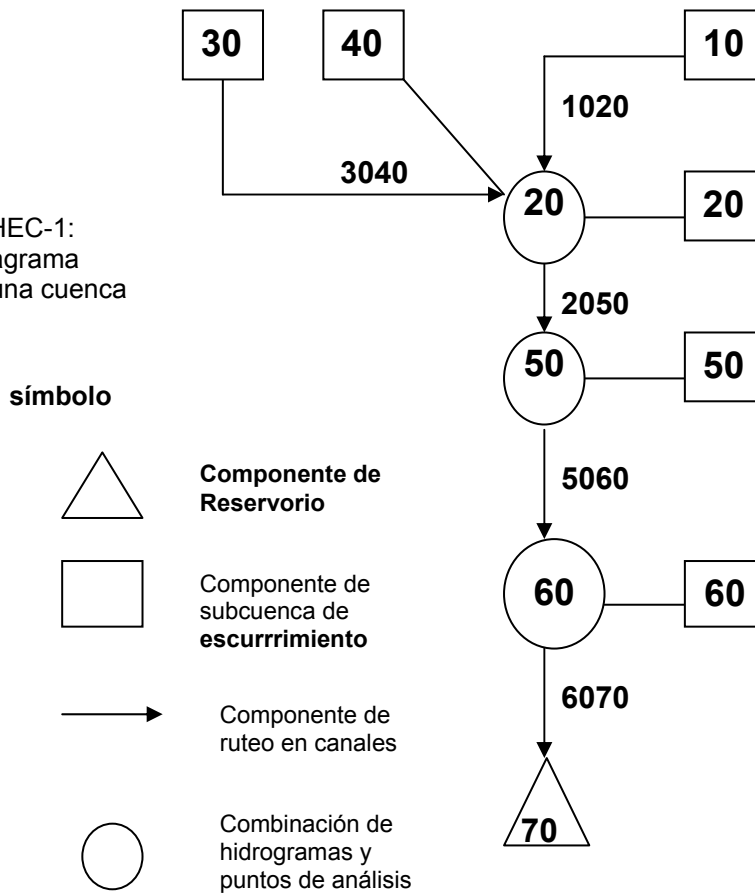


Fig. 9.3: Modelo HEC-1:
ejemplo de subdivisión en la
cuenca de un río

----- Borde de subcuenca

10 Número de subcuenca

Fig.9.4. Modelo HEC-1:
ejemplo de un diagrama
esquemático de una cuenca
[10]



Simulación de lluvia - escurrimiento

Los componentes del modelo HEC-1 simulan el proceso lluvia-escurrimiento como ocurre en una cuenca de río. Las relaciones matemáticas intentan representar los procesos meteorológicos, hidrológicos e hidráulicos que acompañan el fenómeno lluvia-escurrimiento. Los procesos considerados en el HEC-1 son (1) precipitación, (2) interceptación-infiltración, (3) transformación de la precipitación efectiva en escurrimiento de la subcuenca, (4) suma del flujo de base, y (5) ruteo del hidrograma de crecida, en canales de corriente o reservorios.

Precipitación

Un hietograma de precipitación es usado como entrada al HEC-1. El hietograma especificado se asume como un promedio de una subcuenca, esto es, uniformemente distribuido sobre la subcuenca. La siguiente información puede ser utilizada en la derivación de hietogramas de precipitación: (1) tormentas históricas, (2) tormentas sintéticas basadas en (a) altura-duración-frecuencia, (b) tormenta de proyecto estándar (SPS), o (c) PMP, y (3) nevada y deshielo de nieve.

Intercepción/Infiltración

El HEC-1 se refiere a la interceptación, almacenamiento superficial e infiltración al como pérdidas de precipitación. En el HEC-1 dos factores son importantes en el cómputo de las pérdidas. Primero, las pérdidas de precipitación no contribuyen al escurrimiento de superficie, son consideradas como pérdidas del sistema. Segundo, las ecuaciones para las pérdidas de precipitación no se tienen en cuenta para la recuperación de la humedad durante períodos de no precipitación.

Cuando se usa la técnica del hidrograma unitario, la pérdida de precipitación computada es considerada un promedio de subcuena. Por otro lado, cuando se usa la propagación de onda cinemática con dos planos de flujo sobre tierra, una pérdida de precipitación diferente se puede especificar para cada plano de flujo. Dentro de cada plano de flujo, la pérdida de precipitación computada se asume como distribuida uniformemente.

Las pérdidas de precipitación pueden ser calculadas por uno de los siguientes métodos: (1) pérdida inicial y valor constante de pérdida, (2) función general de tasa de pérdida del HEC, (3) SCS número de la curva de escurrimiento, y (4) tasa de pérdida de Holtan. Las pérdidas de precipitación son sustraídas del total de la lluvia/derretimiento de nieve, y el exceso resultante de precipitación es convertido en escurrimiento de superficie y en hidrograma de flujo de salida de la subcuena. Un porcentaje del factor de impermeabilidad puede ser usado con cualquiera de los métodos de tasa pérdida para asegurar el 100 por ciento de escurrimiento de las superficies impermeables en la subcuena.

En la pérdida inicial y en la tasa constante de pérdida, se especifica una pérdida inicial en mm (o pulgadas) y un valor constante de pérdida en milímetros por hora (o pulgadas por hora). Toda la precipitación se pierde hasta que la pérdida inicial es satisfecha, subsecuentemente, la precipitación es abstraída a una tasa de pérdida constante.

La función general de tasa de pérdida del HEC es un método empírico que relaciona el valor de pérdida a la intensidad de precipitación y las pérdidas acumuladas. Se intenta que las pérdidas acumuladas representen el almacenamiento de humedad del suelo. El valor de pérdida es expresado como sigue:

$$A[\text{mm/hr}] = \left(\frac{S}{R^{0.1C}} + D \right) P^E \quad \text{FORMULA 9-1}$$

En la cual A = valor de pérdida en mm por hora durante un intervalo de tiempo, P = intensidad de precipitación, en mm por hora (pulgadas por hora) durante un intervalo de tiempo, C = pérdida acumulada en mm (pulgadas), S, D, E, y R son parámetros de la función general de tasa de pérdida del HEC.

El parámetro S, valor inicial de la tasa de pérdida en una función exponencial decreciente, es función del tipo de suelo, uso de la tierra, y cobertura vegetal. El parámetro D, que representa la cantidad de la pérdida inicial, es usualmente dependiente de la tormenta, y función de la condición de humedad antecedente. El parámetro E, el exponente de intensidad de precipitación, varía en el rango de 0,0 a 1,0. Para E = 0, la intensidad de precipitación no tiene efecto sobre el valor de pérdida, para valores de E ≠ 0, la intensidad de precipitación tiene efecto sobre el valor de pérdida. El parámetro R es la relación de la tasa de pérdida a un valor dado C a la tasa de pérdida a un valor igual a C + 10 mm (pulgadas). Este parámetro es una función de la capacidad de la superficie de la cuenca a la abstracción de la precipitación. Los cuatro parámetros de la función general de tasa de pérdida del HEC pueden ser reducidos a los dos parámetros de pérdida inicial y método de tasa de pérdida constante configurando E = 0 y R = 1. Del mismo modo, puede ser reducido a una función exponencial decreciente sin pérdida inicial configurando D = 0 y E = 0. El uso de la función general de tasa de pérdida del HEC se ilustra con el siguiente ejemplo.

Ejemplo 13-1

Se asume el siguiente hietograma de lluvia:

Tiempo (h)	0	2	4	6
Intensidad de lluvia (pulg-hora)	1,0	1,0	0,5	

Se asume que $S = 0,8$ pulg-hora, $D = 0,0$ pulg, $E = 0,7$, y $R = 2,5$. Calcule las pérdidas de la cuenca usando la función de valor-pérdida general del HEC.

Los cálculos se muestran en la tabla 13-3. La columna 1 muestra el tiempo en horas, la columna 2 muestra la pérdida acumulada C en pulgadas, la columna 3 muestra $S/R^{0,1C}$, la columna 4 muestra la intensidad de lluvia P en pulgadas por hora, la columna 5 muestra P^E , la columna 6 muestra el valor de pérdida A calculado por Ec. 9-1, la columna 7 muestra la pérdida para cada intervalo de tiempo en pulgadas, y la columna 8 muestra la lluvia efectiva y el exceso de lluvia en pulgadas, calculadas sustrayendo la pérdida en pulgadas (col.7) de la lluvia total en pulgadas.

El tercer método de abstracción hidrológica incluida en el HEC-1 es el método de la curva número. Este método expresa la abstracción hidrológica en términos de CN, número de curva que varía de 1 a 100. El número de la curva es una función del grupo de suelo hidrológico, uso de la tierra y tratamiento, condición hidrológica de la superficie de la cuenca, y condición de humedad antecedente (ver sección 5.1).

El cuarto método de la abstracción hidrológica incluida en el HEC-1 es el método de tasa de pérdida (8). La ecuación de infiltración es:

$$F = 0.5(f_1 + f_2)\Delta t \quad \text{Fórmula 9-2}$$

En la cual F = pérdida durante el intervalo de tiempo Δt en mm (pulgadas), f_1 = valor de infiltración al inicio del intervalo de tiempo Δt en mm por hora (pulgadas por hora), y f_2 = valor de infiltración al final del intervalo de tiempo Δt en mm por hora (pulgadas por hora). Los valores de infiltración son calculados por la siguiente fórmula:

$$f = GAS^b + f_c \quad \text{Fórmula 9-3}$$

Donde f = valor de infiltración en mm por hora (pulg. Por hora), G = un índice de crecimiento que representa la madurez relativa de la cubierta terrestre, variando desde cerca de 0,0 cuando los cultivos son plantados, a 1,0 cuando los cultivos están completamente desarrollados, A = capacidad de infiltración en mm por hora (pulgadas por hora), S = profundidad equivalente del espacio del poro en la capa de suelo disponible para almacenamiento de agua infiltrada en mm (pulgadas), b = exponente con valor típico igual a 1,4, y f_c = tasa de percolación del suelo, una función de grupo de suelo hidrológico (sección 5.1). Para el grupo de suelo A, f_c está en el rango de 0,45 a 0,30 pulg por hora, para el grupo de suelo B, 0,30 a 0,15 pulg por hora, para el grupo C 0,15 a 0,05 pulg por hora, y para el grupo D menos de 0.05 pulg por hora. El almacenamiento disponible S es agotado por la cantidad de agua infiltrada y recuperado al valor de percolación (f_c).

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
Tiempo (h)	C (pulg.)	$S/R^{0,1C}$ (h)	P (pulg/h)	P^E	A (pulg/h)	Pérdidas (pulg.)	Excesos (pulg.)
0	0						
		0,8	1,0	1,0	0,8	1,60	0,40
2	1,60						
		0,69	1,0	1,0	0,69	1,38	0,62
4	2,98						
		0,61	0,5	0,62	0,38	0,76	0,24
6	3,74						

Hidrograma unitario

Los hidrogramas unitarios sintéticos pueden ser usados con el HEC-1. Hay tres tipos disponibles: (1) Hidrograma Unitario de Snyder, (2) Hidrograma Unitario adimensional SCS, y (3) Hidrograma Unitario de Clark. Los de Snyder y SCS se describen en la sección 5.2. El de Clark se describe en la sección 10.2.

El Hidrograma Unitario de Clark del HEC-1 requiere tres parámetros: (1) tiempo de concentración de la subcuenca, (2) coeficiente de almacenamiento estimado, y (3) una curva de tiempo-área, para ser usada en lugar de un histograma tiempo-área. La curva tiempo-área define el área acumulada que contribuye al escurrimiento a la salida de la cuenca como una función adimensional del tiempo, esto es, la relación de tiempo acumulado al tiempo de concentración de la subcuenca. El HEC-1 incorpora una curva parabólica tiempo-área por defecto, para ser utilizada si no se aporta una curva tiempo-área. La curva tiempo-área por defecto es:

$$A = 1,414T^{1.5} \text{ para } 0 \leq T \leq 0.5 \quad \text{Fórmula 9-4.a}$$

$$A = 1 - 1,414T(1-T)^{1.5} \text{ para } 0.5 \leq T \leq 1.0 \quad \text{Fórmula 9-4.b}$$

Donde A = área adimensional, relación entre el área de contribución y el área de la subcuenca, y T = tiempo adimensional, relación entre el tiempo acumulado al tiempo de concentración de la subcuenca.

Ya que el método de Snyder no provee la forma completa del hidrograma unitario, el HEC-1 usa el método de Clark para complementar el método de Snyder.

Onda cinemática

La técnica de onda cinemática transforma el exceso de lluvia en escurrimiento de la subcuenca. Se utilizan tres elementos conceptuales en el HEC-1 en conexión con el modelado de la onda cinemática: (1) planos de flujo por tierra, (2) canales colectores, y (3) canal principal.

Como se implementó en el HEC-1, el esquema de la onda cinemática es similar a la descrita en la sección 10.4. Para mantener la estabilidad numérica, la formulación de la onda cinemática del HEC-1 cambia entre un hacia delante en el tiempo, hacia atrás en el esquema espacial para números Courant $C \leq 1$ y hacia atrás en el tiempo, hacia delante en el esquema espacial para $C \geq 1$.

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{C_k}$$

Flujo de base

El HEC-1 incluye el efecto del flujo de base en el hidrograma de flujo como una función de los tres parámetros siguientes: (1) flujo inicial en la corriente, (2) flujo de entrada, que marca el comienzo de la recesión exponencial en el borde alejado del hidrograma de flujo computado, y (3) valor de declinación exponencial, una característica de cada cuenca o subcuenca individual.

El flujo inicial en la corriente es una función de la condición de humedad antecedente. En la ausencia de precipitación, el flujo inicial es afectado por la contribución a largo plazo de las descargas del agua subterránea. La recesión del flujo inicial y el flujo de entrada sigue el valor de declinación exponencial.

$$Q_1 = Q_0 K_t$$

$$Q_{i+1} = Q_i K_t$$

Propagación de crecida

La propagación de crecida es usada para simular el movimiento de la onda de crecida a través de reservorios y ríos. Los métodos incluidos en el HEC-1 son la mayoría métodos de ruteo (almacenamiento) hidrológicos. Una excepción es la técnica de ruteo de onda cinemática, la que a pesar de estar basada en la calibración de un único valor, puede ser considerada una técnica de ruteo hidráulica.

Los métodos de ruteo incluidos en el HEC-1 son los siguientes: (1) Muskingum, (2) onda cinemática, (3) Puls modificado, (4) trabajo R & D, y (5) ruteo en piscina nivelada. El método de Muskingum se describe en la sección 9.1, el método de onda cinemática, en la sección 9.2, el Puls modificado o el método de almacenaje-indicación, en la sección 8.3. El método de trabajo R & D es una combinación del Puls y el Muskingum modificados. El método de ruteo de piscina nivelada es una solución discreta para la ecuación diferencial de almacenaje. Para todos estos métodos el ruteo procede desde corriente arriba a corriente abajo. No hay provisiones para los efectos de remanso o discontinuidades (esto es, pozos) en la superficie del agua [10].

Calibración de parámetro

Estimaciones groseras de los parámetros del modelo de HEC-1 pueden ser obtenidas de la experiencia individual o por otros métodos empíricos. La calibración utilizando datos medidos, sin embargo, es el mejor modo de estimar parámetros del modelo. Con los datos de lluvia-escurrimiento de cuencas calibradas, el algoritmo de optimización matemática incluido en el HEC-1 puede ser usado para estimar algunos parámetros del modelo. Usando el análisis regional, los parámetros obtenidos en este sentido pueden ser transferidos a cuencas no aforadas de características hidrológicas similares (10).

TR-20

La descarga técnica Nº 20: Programa de Computación para proyecto de Formulación-hidrología o TR-20, fue desarrollado originalmente por la rama de hidrología del Servicio de Conservación de Suelo USDA en cooperación con el Laboratorio de Hidrología, Servicio de Investigación Agrícola. Desde su lanzamiento original en 1965, se han realizado varias modificaciones y adiciones por parte de SCS y otros. La versión actual data de 1983 (21).

El objetivo del TR-20 es asistir al ingeniero en la evaluación hidrológica de los eventos de inundación para usarlos en el análisis de los proyectos de recursos hídricos. El TR-20 es un modelo de evento, sin provisión para la recuperación de la humedad del suelo durante períodos de no precipitación. Computa directamente el escurrimiento resultante de cualquier tormenta de lluvia natural o sintética, desarrolla hidrográficos de inundación del escurrimiento de superficie, y dirige el flujo a través de reservorios y canales. Combina el hidrográfico dirigido con aquellos de los tributarios y computa las descargas pico, sus tiempos de ocurrencia, y las elevaciones de superficie del agua a cualquier sección transversal deseada o estructura.

El programa provee para el análisis de 9 distribuciones diferentes en la cuenca, bajo varias combinaciones de tratamiento de tierra, estructuras de retardo del agua-inundación, diversiones, y trabajo del canal.

El TR-20 usa los procedimientos descritos en el Manual de Ingeniería Nacional SCS, sección 4, Hidrología (NEH-4), excepto para los procedimientos nuevos de ruta-dirección (atenuación, Cinemática, o el Método Att-Kin), que ha reemplazado el método convexo (sección 9.2).

Metodología

El desagüe en estudio es dividido en tantos subdesagues como sea requerido para definir los efectos estructurales alternativos e hidrológicos. Los efectos hidrológicos están influenciados por confluencias tributarias, forma del desagüe, cambios en el declive del valle, homogeneidad del número de la curva de escurrimiento, y estructuras de la represa de agua propuesta o existente.

Se asume que cada subdesague es hidrológicamente homogéneo. En suma, la distribución de lluvia temporal elegida debe ser representativa del desagüe o subdesague en estudio. Las distribuciones de lluvias naturales o sintéticas podrían ser utilizadas.

Un hidrográfico de escurrimiento es desarrollado para cada subdesague. El número de la curva de escurrimiento SCS, volumen de lluvia, y la distribución de lluvia son variables de entrada necesarias para el programa para calcular el hidrográfico de escurrimiento. Los números de la curva de escurrimiento del subdesague están basadas en el grupo de suelo hidrológico, uso de la tierra y prácticas de tratamiento, y condición de la superficie hidrológica. El volumen de escurrimiento es computado usando la ecuación de escurrimiento SCS, E_c , 5-6 (sección 5.1). Si el usuario lo requiere el número de la curva de escurrimiento puede ser ajustado para tener en cuenta la condición de humedad antecedente. El modelo provee para tres niveles de humedad antecedente: seco (AMC I), promedio (AMC II), y húmedo (AMC III).

Desarrollo del hidrograma

Un hidrograma es desarrollado para cada subdesagüe, siguiendo los procedimientos NEH-4 descritos en la sección 5.2. La unidad hidrográfica es relacionada con la lluvia efectiva para generar el hidrograma compuesto en cada salida del subdesague. El valor pico de flujo es computado por una rutina especial que ajusta un polinomio de segundo grado a través de las tres mayores ordenadas del hidrograma de flujo consecutivas.

El intervalo de tiempo especificado del usuario debería ser tal que provea una definición de hidrograma adecuado. En la práctica, el intervalo de tiempo especificado por el usuario debería ser de 1 quinto a un décimo de la concentración del subdesagüe más pequeño. Los intervalos de tiempo que exceden estos límites podrían resultar en una pérdida sustancial de precisión. Generalmente, sin embargo, el intervalo de tiempo no es menor que 0,1 h.

Al seleccionar el intervalo de tiempo, el usuario debe estimar la base de tiempo del hidrograma de flujo de salida, que está relacionado al tamaño del desagüe y la duración de la tormenta. Por ejemplo, si un hidrograma de flujo de salida con 10-d (240 h) de base de tiempo es lo esperado, un incremento del tiempo de 0,8 h junto con el máximo posible 300 ordenadas- proveería el tiempo de simulación de 240 h requeridas.

Ruta o dirección del reservorio

TR-20 dirige el hidrograma de escurrimiento a través de un reservorio usando el método de indicación de almacenaje (sección 8.3). Ya sea la elevación inicial para la ruta o dirección o la elevación del estanque cuando comienza el escurrimiento debe ser especificado por el usuario. El hidrograma de escurrimiento de salida puede ser impreso en múltiples intervalos de tiempo especificado por el usuario (sujeto al máximo de 300 puntos).

Ruta o dirección del canal

TR-20 dirige un hidrograma de escurrimiento a través del canal usando el método modificado de Att-Kin, como se describe en el manual TR-20 [21]. El intervalo de tiempo y el largo del alcance (computacional) deben ser especificados por el usuario.

El método Att-Kin modificado es un procedimiento SCS nuevo de dirección-alcance (extensión-distancia) que ha reemplazado el método convexo. El método Att-Kin consiste en un proceso de dos pasos, con el hidrograma de escurrimiento dirigido a través del reservorio como primer paso (para simular atenuación, esto es, almacenaje), seguido por la dirección con un método de onda cinemática como segundo paso (para simular pureza, esto es, translación cinemática).

Características del programa

El TR-20 tiene las siguientes capacidades generales de programación.

1. Hidrogramas de escurrimiento de ruta a través de 99 estructuras y 200 extensiones (alcance) del canal.
2. Computa hasta 300 ordenadas de hidrograma de flujo en un punto seleccionado en un desagüe, e imprime la descarga y la elevación de la superficie del agua para cada ordenada.
3. Considera hasta 9 distribuciones diferentes de lluvia, incluyendo 10 tormentas por distribución de lluvia.
4. Combina hidrogramas para un gran número de tributarios y extensiones de canal.
5. Divide hidrogramas en dos hidrogramas separados.
6. Dirige un hidrograma de descarga a través de la red del canal.
7. Almacena hasta 7 hidrogramas computados en cualquier momento.

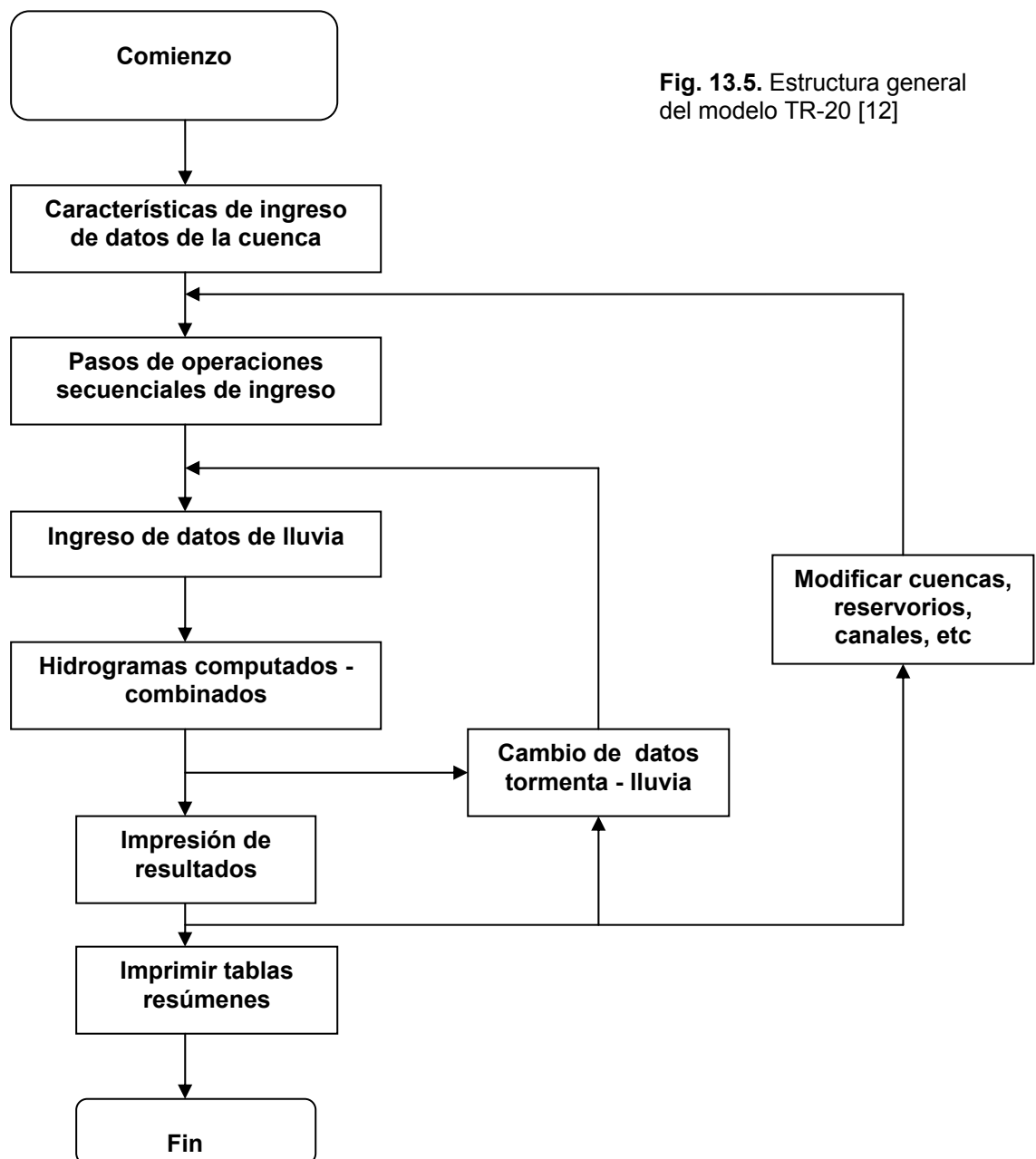
Estructura del programa

La estructura general del TR-20 se ve en la fig. 9-5 (12). Incluye dos tipos de operaciones (en suma a la entrada y salida): (1) operaciones de control y (2) computación de hidrogramas. Las operaciones de control hacen posible obtener en una sola corrida (funcionamiento), salidas para varias combinaciones de lluvia de tormenta y condiciones de cuenca, variaciones en el número de reservorios, incluyendo tamaño y localización, características del canal, y prácticas del uso de la tierra.

Las computaciones del hidrográfico están contenidas en tres subrutinas: (1) RUN-OFF, que calcula los hidrogramas de escurrimiento de las subcuencas basado en la lluvia y los datos de abstracción hidrológica, (2) RESVOR, que dirige los hidrogramas de escurrimiento a través de los reservorios o represas de agua, y (3) REACH, que dirige los hidrogramas de escurrimiento a través de las extensiones (alcances) del canal. Las operaciones auxiliares de la manipulación de hidrogramas consisten en lo siguiente: (1) ADDHYD, la combinación de dos hidrogramas alcance-dirección en uno y con el subsecuente ahorro en una tercera locación de almacenaje, (2) SAVMOV, el ahorro y el movimiento de un hidrograma desde una ubicación de almacenaje a otra, y (3) DIVERT, la separación de un hidrograma en dos hidrogramas.

Aplicaciones

TR-20 es diseñado para ser usado en cuencas donde los picos de flujo son el resultado de tormentas eléctricas u otras de altas intensidad, y tormentas de corta duración. El escurrimiento del deshielo de nieve es considerado usualmente como flujo de base o interflujo. La asunción de la altura de lluvia uniforme espacialmente limita la aplicabilidad del TR a desagües pequeños y de tamaño medio. Las aplicaciones típicas han sido con tamaños de desagües de 5 a 1000 km², con áreas de subdesagües de entre 0.25 y 25 km² (12).



SWMM

El modelo de gestión de tormenta de agua (SWMM) fue desarrollado originalmente en 1970 por un consorcio liderado por Metcalf y Eddy, Inc., la Universidad de Florida e Ingenieros de Recursos Hídricos, Inc., trabajando bajo los auspicios de la Agencia de Protección del Medio Ambiente. SWMM es un modelo e computadora capaz de representar el escurrimiento de tormenta de agua urbana y combinar el derrame de alcantarilla. Presenta instrumentos de corrección en forma de opciones seleccionadas por el usuario para almacenaje y-o tratamiento, incluyendo estimaciones de costos asociados. La efectividad es vista por las eficiencias del tratamiento computado y los cambios modelados al recibir la calidad de agua [27].

SWMM simula eventos de tormenta sobre las bases de entradas de lluvia (hietograma) y la caracterización del sistema (desagüe, conducción, almacenaje-tratamiento, y agua recibida) y predice las salidas en forma de cantidad de agua y valores de calidad. La técnica de simulación, esto es, la representación geométrica o física del sistema prototipo, facilita la interpretación del

modelo mientras que permite la identificación de instrumentos reparadores y otros fenómenos locales (por ej. inundaciones). El modelo está orientado hacia la descripción de efectos temporales y espaciales, sin salidas en términos de hidrogramas de entradas y polutogramas.

Descripción del modelo

El modelo tiene la siguiente estructura:

1. Las fuentes de entrada:

RUNOFF genera un escurrimiento de superficie basado en hietográficos de lluvia arbitrarios, condiciones de humedad antecedente, uso e la tierra, y topografía. FILTH genera flujo sanitario del tiempo basado en el uso de la tierra, densidad de población, y otros factores. INFIL genera infiltración dentro del sistema de alcantarillas basado en niveles de agua subterránea y condición del alcantarillado.

2. El núcleo central:

TRANS lleva y combina las entradas a través del sistema de alcantarillado utilizando una aproximación de onda cinemática unificada, basado en la continuidad del agua y las ecuaciones de Manning (sección 9.2), asumiendo la mezcla completa en varios puntos de entrada.

3. Los instrumentos de corrección:

TSTRDT, TSTCST, STORAG, TREAT, y TRCOST modifica los hidrogramas y polutogramas en puntos seleccionados en el sistema de alcantarilla, explicando el tiempo de retención, eficiencia del tratamiento, y otros parámetros, incluyendo las estimaciones de costo.

4. El efecto:

RECEIV dirige los hidrogramas y polutogramas a través de aguas recibidas, que puede consistir de una corriente, río, lago, estuario o bahía.

SWMM está estructurado en un bloque de control principal (ejecutivo), un bloque de servicio (combinar) y cuatro bloques computacionales: (1) escurrimiento, (2) transporte, (3) almacenaje, y (4) recepción o receptor.

BLOQUE DE ESCURRIMIENTO. El bloque de escurrimiento simula la cantidad y la calidad del escurrimiento del desagüe y la dirección e flujos y contaminantes a las líneas principales de la alcantarilla. El desagüe está representado como una serie de desagües idealizados y canales. El escurrimiento acepta un hietograma de lluvia arbitrario y lleva a cabo un conteo paso a paso de pérdidas de infiltración en lluvia en áreas permeables, detención en superficie, flujo terrestre, flujo de canal, y los contaminantes colados en las entradas de las tomas de aire. El resultado es el cálculo de varios hidrogramas de entrada y polutogramas.

La relación entre las subrutinas que conforman el bloque de escurrimiento se ven en la fig. 9-6. El escurrimiento de subrutina es llamado por el bloque ejecutivo para acceder al bloque de escurrimiento. El escurrimiento de subrutina inmediatamente llama al RECAP de subrutinas para entrar y salir de los encabezamientos de tabla e HYDRO para computar las coordenadas y las contribuciones de calidad de agua. HYDRO es asistido por cuatro subrutinas: RHYDRO, WSHED, QSEHD, y GUTTER. RHYDRO lee en el hietograma de lluvia y la información concerniente al desagüe de entrada y configura un orden para secuenciar el orden computacional para canales-cañerías de acuerdo a las relaciones corriente arriba y corriente abajo.

HYDRO entonces computa la coordenada de hidrograma para cada período de tiempo. La subrutina ASHED se pide para calcular el valor del flujo de salida desde los subdesagües idealizados. Cuando se simula al calidad del agua, QSHED se llama para computar las contribuciones de los subdesagües, erosión, polvo y restos y otras fuentes. GUTTER se pide para computar la profundidad de agua instantánea y el valor del flujo para canales-cañerías y para direccionar el flujo corriente abajo. El flujo del agua en el punto de entrada, ya sea del canal-cañería o directamente de los subdesagües se agrega para obtener una coordenada de hidrograma.

El núcleo del modelo de escurrimiento es la dirección de los hidrogramas a través del sistema. Esto se lleva a cabo por una combinación de flujo terrestre y dirección de cañería. Tres tipos de elementos están disponibles:

1. Elementos del subdesagüe (flujo terrestre)
2. Elementos del canal (flujo del canal)
3. Elementos de la cañería (caso especial de flujo del canal)

El flujo de los elementos de los subdesagües está siempre entre los elementos de canal-cañería o la entrada a una toma de aire. Los elementos del subdesagüe reciben lluvia, que se tiene en cuenta para pérdidas de infiltración utilizando la ecuación Horton (sección 2.2), y permite el almacenamiento en superficie tales como un estanque o retención en el pasto o arbustos. Los elementos de canal-cañería pueden usarse para llevar el flujo desde los subdesagües a la entrada del sistema principal de alcantarilla.

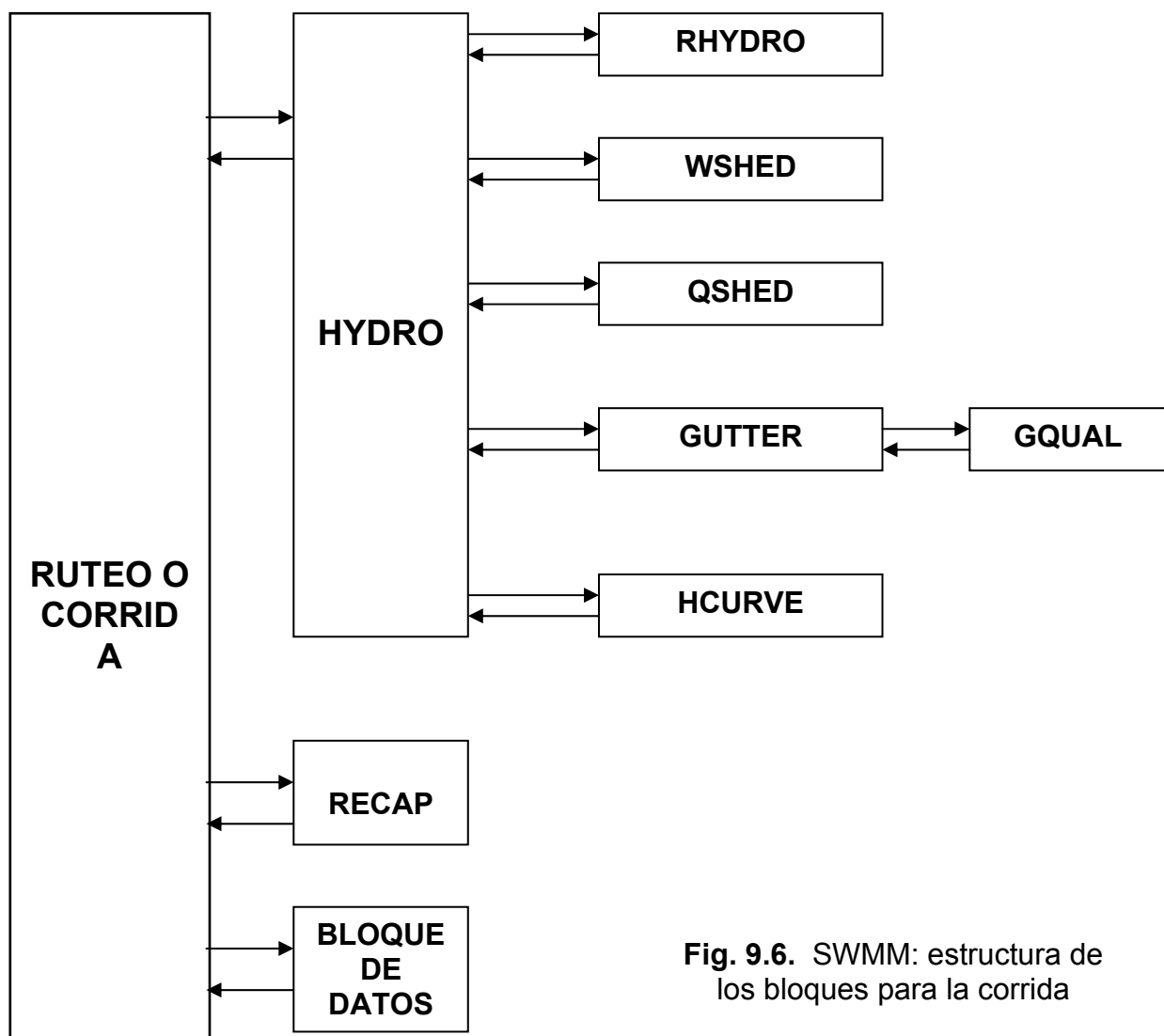


Fig. 9.6. SWMM: estructura de los bloques para la corrida

Representación geométrica del desagüe

El desagüe es representado conceptualmente por una red de elementos hidráulicos, esto es, subdesagües, canales, y cañerías. Las propiedades hidráulicas de cada elemento están caracterizadas por varios parámetros, tales como tamaño, inclinación, y coeficientes de dureza. La discretización comienza con la identificación de los límites del drenaje, locación de las mayores entradas de la alcantarilla, y selección de canales-cañerías que serán incluidas en el sistema. Una discretización gruesa o selecta (esto es resolución espacial y temporal) puede utilizarse, dependiendo de los objetivos del modelado. En un sistema pequeño, el punto de la corriente abajo del modelo de escurrimiento es la desembocadura a un riachuelo vecino. En un sistema grande, podría ser un flujo de entrada al modelo de transporte.

El modelo de transporte es usado en casos donde:

1. Los efectos del agua contracorriente son significativos.
2. Elementos hidráulicos que no sean cañerías y canales, como por ejemplos bombas estén involucrados.
3. La disposición de sólidos o suspensión es sustancial.

Los subdesagües representan áreas de escurrimiento idealizadas con declives uniformes. Los parámetros tales como valores de dureza, profundidades de detención, y valores de infiltración son tomados como constantes para el subdesagüe y representan usualmente valores promedios. Sin embargo, dentro de un subdesagüe, las áreas permeables e impermeables pueden tener características diferentes.

Mientras la discretización puede ser realizada tan selecta como se desee, hay un límite práctico impuesto por los requerimientos computacionales. Un mínimo de cinco subdesagües por desagüe es recomendado para permitir el direccionamiento del flujo entre hidrogramas.

Estimación de parámetros

Los parámetros necesarios para caracterizar la propiedades hidráulicas de un subdesagüe incluye área de superficie, ancho del flujo terrestre, declive del suelo, coeficientes de dureza, profundidades de detención, datos de infiltración (máximo, mínimo y valores de decadencia), y porcentaje de impermeabilidad. Para una cantidad dada de lluvia, estos parámetros determinan la profundidad del agua transitoria en el desagüe y el valor del flujo de salida. En la práctica, ya que los subdesagües reales no son áreas regulares que experimentan un flujo terrestre espacialmente uniforme, los valores promedio deben ser seleccionados para propósitos computacionales.

Los valores de Manning n aplicable para las condiciones de flujo terrestre son estimados basados en la condición de varias superficies, tales como asfaltos, arcilla, césped (sección 4.2). A menos que se especifique, se usan los valores por omisión de profundidad de detención para áreas impermeables y permeables. Los valores de infiltración limitante pueden ser estimados ya sea de tablas estándar o basándose en la experiencia. Para cada período de tiempo, los valores de infiltración son calculados basándose en la ecuación de Horton, ya sea con parámetros especificados por el usuario o con valores de parámetros por omisión. El valor de infiltración es sustraído del valor de lluvia, con cualquier exceso que va al almacenaje de detención. Cuando el almacenaje de detención se excede, permite acumular la profundidad del escurrimiento. El valor del flujo de salida es computado basándose en la profundidad del escurrimiento usando la ecuación de Manning para un canal ancho (superficie plana de flujo terrestre).

Para cada subdesague, el ancho del flujo terrestre debe ser dado por el usuario. El ancho total del flujo terrestre es dos veces el largo del canal de drenaje, ya que los desagües de dos planos contribuyen con flujo a lo largo de la orilla del canal de drenaje. El flujo terrestre es asumido como perpendicular al flujo del canal (sección 10.4).

Discretización del tiempo

El tiempo es usualmente de 3 a 5 minutos, pero puede ir de 1 a 30 minutos, dependiendo de la intensidad de la tormenta y su duración y la exactitud requerida. Un número suficiente de medidas de tiempo debe permitirse para extender la simulación pasada la finalización de la tormenta y por ende se considera separadamente del escurrimiento de la tormenta.

El porcentaje del área impermeable (esto es, que tiene detención cero) debería ser aportada al modelo, de otro modo se usa un valor por omisión de 25 por ciento. Esto asegura una respuesta inmediata de escurrimiento y una orilla con pendiente creciente en el hidrograma del flujo de salida del desagüe.

Para los desagües grandes las predicciones del modelo son sensibles a las variaciones espaciales de la lluvia. Por ejemplo, las tormentas de verano pueden ser muy localizadas, con medidores que tienen distintas lecturas. Para incrementar la exactitud del modelo, es esencial que las variaciones espaciales y temporales de la lluvia sean determinadas apropiadamente.

SSARR

El modelo de Síntesis de la Corriente de escurrimiento y Regulación de Reservorio (SSARR) ha estado en proceso de desarrollo y aplicación desde 1956. Fue desarrollado para satisfacer las necesidades del Cuerpo de la Armada de la División del Pacífico Norte de Ingenieros en el área de simulación hidrológica para el planeamiento, diseño y operación de trabajos de control de agua. El modelo SSARR fue aplicado en un principio para un proyecto de flujo operacional y actividades de manejo (gestión) de río en el sistema de río Columbia. Posteriormente fue usado por la Unidad Cooperativa de Proyectos del río Columbia, contando con el Cuerpo de la Armada de Ingenieros de Estados Unidos, El servicio Meteorológico Nacional, y la Administración de Energía de Bonneville. Numerosos sistemas de ríos en los Estados Unidos y otros países han sido modelados con el SSARR. La versión actual del modelo, el SSARR-8 data de abril de 1986.

SSARR es un sistema de modelado por computadora de la hidrología de una cuenca de río. Los flujos de corriente en los puntos cabeceras de agua pueden ser sintetizados evaluando la lluvia, acumulación de nieve y deshielo de la nieve. Los flujos de corriente en la cuenca pueden ser sintetizados simulando los efectos de la dirección del canal, diversiones (desviaciones), y regulación el reservorio y almacenaje. El SSARR comprende (1) un modelo de cuenca y (2) un sistema de río y modelo de regulación de reservorio.

El modelo de cuenca cuenta con los siguientes procesos: (1) interceptación, (2) evapotranspiración, (3) humedad del suelo, (4) infiltración del flujo base, (5) direccionamiento del escurrimiento en la red de la corriente, y (6) escurrimiento del deshielo de la nieve. El sistema de río y el modelo de regulación de reservorio (1) dirige los flujos de corriente desde corriente arriba a puntos corriente abajo a través del canal y almacenaje de lago y (2) el flujo a través de reservorios bajo condiciones de flujo de salida controladas. Los flujos pueden ser direccionados como una función de relaciones multivariadas que involucran efectos de agua de retroceso desde las corrientes y los reservorios. Las diversiones y los flujos de rivera también pueden ser simulados. La simulación procede en el tiempo computando el estado del modelo en intervalos sucesivos. El intervalo de tiempo puede ser corto 0.1 hora o largo 24 horas, dependiendo de los objetivos del modelado y otros factores tales como área de drenaje, tiempo de respuesta hidrológica, y la disponibilidad de datos hidrometeorológicos con los cuales conducir y calibrar el modelo.

Aplicabilidad

SSARR puede ser usado ya sea para escurrimiento y proyecto de flujo de corriente o para estudios de largo plazo de la respuesta hidrológica de un sistema de río. Los ejemplos típicos de las aplicaciones del modelo SSARR incluyen lo siguiente:

1. Análisis de operaciones de reservorios multipropósito para la regulación de reservorio en tiempo real y manejo de sistemas de control de agua.
2. Simulación de tormentas de diseño derivadas sintéticamente
3. Análisis de la diversión de flujo de corriente con propósitos de riego.
4. Proyecto de flujo de corriente diario en puntos seleccionados en un sistema de río.
5. Proyecto de flujo de corriente estacional.

Calibración

El éxito del uso de SSARR es dependiente de la identificación de los varios parámetros y relaciones para una cuenca de río específica. Algunas de estas relaciones son de naturaleza general, por ello, pueden ser aplicados a varias subcuencas dentro de una cuenca grande. Otros pueden ser derivados para una cuenca específica. Algunas son relaciones que pueden ser observadas o derivadas, otras deben ser consideradas como parámetros de modelo que están relacionadas a los procesos físicos por el uso de índices (ver sección 12.3).

La calibración es realizada manualmente, por prueba y error, con la idea de obtener la mejor adaptación entre los flujos simulados y los registrados. Una vez que se ha logrado esto, la validez de los parámetros del modelo y las relaciones son probadas con un grupo de datos independiente (verificación del modelo). La eficiencia de la calibración y el proceso de verificación es dependiente de el juicio y las habilidades del usuario, quien debe evaluar la interacción entre los parámetros del modelo. Una aproximación sistemática a la calibración del SSARR se muestra en [7].

Método de rutina básica

SSARR utiliza la cascada de reservorios lineales (sección 10.3) como su algoritmo básico para cuenca y direccionamiento de la corriente del canal. Una cuenca o canal están representada como una serie de lagos o reservorios, los que conceptualmente simulan la delación natural de escurrimiento (traslación y almacenaje) cuando se mueve desde los puntos de corriente arriba hacia los de corriente abajo. El usuario especifica las características del direccionamiento de el lago (la relación del intervalo de tiempo Δt a la constante de almacenaje K) y el número de incrementos del lago (número de reservorios lineales en series).

Requerimientos de datos

Los datos de entrada necesarios para la operación del modelo incluyen lo siguiente:

1. Características constantes: características físicas tales como área de drenaje, capacidad de almacenaje del reservorio, características de la cuenca que afecten el escurrimiento, configuración del sistema, funciones matemáticas, etc.
2. Condiciones iniciales: condiciones actuales de todos los índices de la cuenca, flujos iniciales, reservorio inicial o elevaciones del lago, y flujos de salida.
3. Datos de series de tiempo: datos físicos expresados como series de tiempo, por ejemplo, precipitación, temperatura del aire, flujo de corriente, datos de regulación de reservorio, y otras variables hidrometeorológicas.
4. Datos de control del trabajo: período de computación total, intervalo de tiempo, instrucciones de entrada y salida.

Modelos de cuenca

La versión del modelo SSARR actual (1986) ofrece dos modelos de cuenca: (1) un modelo de curva-deplección y (2) un modelo de banda de nieve integrado.

El modelo de cuenca curva-deplección es esencialmente el mismo que se ve en la versión de 1975 (SSARR-4). El modelo simula el deshielo de la nieve usando una curva de deplección relacionando el porcentaje del escurrimiento estacional al porcentaje del área cubierta de nieve. Sin embargo, el modelo de curva-deplección carece de los algoritmos condicionantes de la nieve del modelo de banda de nieve integrado incluido en la versión actual (SSARR-8).

El modelo de cuenca de banda de nieve integrado tiene la capacidad de una simulación continua de la acumulación de nieve, derretimiento de la nieve, y escurrimiento de lluvia (tiene esencialmente las mismas características de la lluvia-escurrimiento del modelo de curva-deplección). El modelo es útil para proyectos de escurrimiento de corto plazo en áreas costeras que experimentan cambios rápidos en la línea de nieve. Las características de condicionamiento de nieve del modelo mejoran sustancialmente el producto. Además, la capacidad del modelo para computar la nieve (témpano) a partir de los datos del clima lo hacen adaptable para proyectos de volumen-escurrimiento.

Modelo de cuenca de curva - deplección

Este modelo ha sido usado en muchas cuencas en el mundo para simular tanto el escurrimiento de la lluvia y el escurrimiento de lluvias combinadas y deshielo de nieve. Una representación esquemática del modelo se ve en la fig. 9-7.

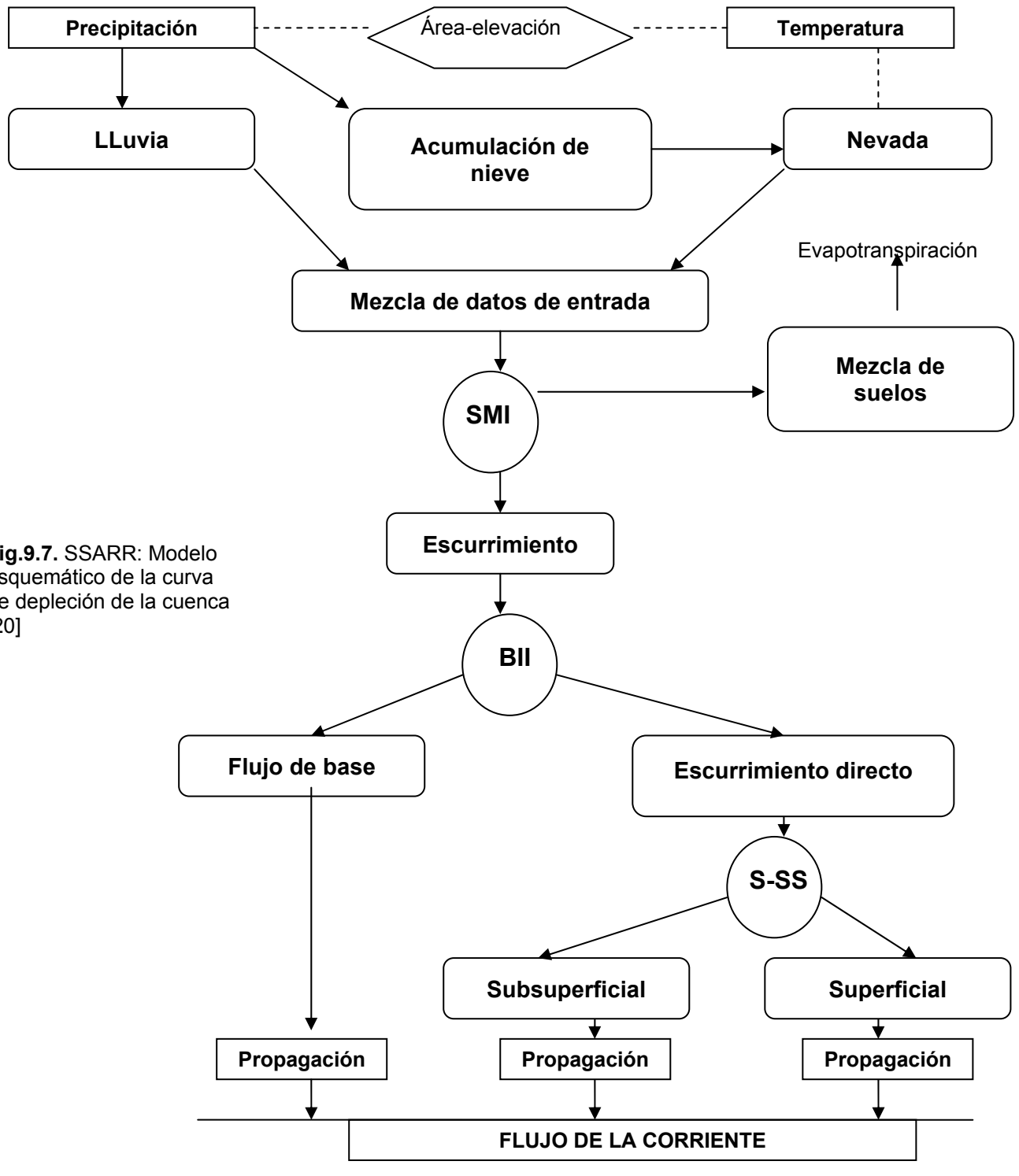


Fig.9.7. SSARR: Modelo esquemático de la curva de depleción de la cuenca [20]

Entrada de precipitación

Para una cuenca dada, la entrada de precipitación es cargada de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$WP = \sum_{i=1}^n P_i * W_i \quad \text{Fórmula 9-5}$$

En la cual WP es la entrada de precipitación cargada para un período de tiempo específico en pulgadas (milímetros) basadas en estaciones n, P_i representa los valores de precipitación del período para cada estación i, y W_i es la carga aplicable a cada estación ($\sum W = 1$). Las cargas de la estación son calculadas usualmente sobre las bases del porcentaje de área aplicable a cada estación utilizando una precipitación media anual. Los polígonos Thiessen o cualquier otro medio. La precipitación diaria puede ser distribuida en ocho períodos de 3 horas siguiendo las funciones de distribución temporal especificadas por el usuario.

Relaciones de escurrimiento – humedad del suelo

La lluvia que cae en una cuenca (1) escurrirá, o (2) será retenida en el sistema del suelo, o (3) será interceptada y evaporada por los árboles u otra vegetación, o (4) se evaporará de estanques, lagos y superficies de corriente de agua, o (5) volverá a la atmósfera por la transpiración de árboles y vegetación con su subsecuente evaporación, o (6) filtrará al suelo y de allí se perderá en el sistema superficie-agua. La entrada de lluvia está dividida en (1) escurrimiento, (2) incrementos suelo-humedad, (3) pérdidas por evapotranspiración, y (4) entrada al almacenaje de agua subterránea.

La fracción de entrada de lluvia disponible para el escurrimiento está basada en relaciones derivadas empíricamente del índice suelo-humedad (SMI) versus el porcentaje de escurrimiento (ROP). Como opción la intensidad de lluvia puede ser incluida como una tercera variable en la relación índice suelo-humedad-porcentaje de escurrimiento (SMI-ROP) (Fig.13-8). Para cada cuenca esta relación debería ser especificada ya sea en forma tabular o como ecuación polinomial.

El escurrimiento generado en un período (RGP), en pulgadas (milímetros), es calculado como sigue:

$$RGP = \frac{(ROP) * (WP)}{100} \quad \text{Fórmula 9-6}$$

En donde ROP se obtiene de la relación apropiada entre SMI-ROP como una función de índice de suelo-humedad y opcionalmente, también de intensidad de lluvia (fig. 13-8).

El SMI- en pulgadas (mm) es un indicador de la humedad relativa del suelo y consecuentemente, del potencial de escurrimiento de la cuenca. Cuando la humedad del suelo es disipada al punto de secarse en forma permanente, el SMI es un valor relativamente pequeño que brinda poco o nada de escurrimiento. Cuando la precipitación recarga la humedad del suelo, el SMI se incrementa hasta alcanzar un valor máximo considerado para representar su capacidad de campo, o su capacidad para retener agua. A medida que se acerca el máximo SMI, el ROP se aproxima a 100. El SMI es disipado solo por el índice de evapotranspiración (ETI). El ETI puede ser especificado de forma tabular, como mes versus PET media diaria o como datos de pan-evaporación cargados en una o más estaciones. La forma tabular es utilizada cuando no hay estimaciones de pan-evaporación o cuando las cantidades de evapotranspiración no son hidrológicamente significativas. Cuando los valores ETI mensuales son usados, el SMI es actualizado al final de cada período (PH horas) por medio de la siguiente fórmula:

$$SMI_2 = SMI_1 + (WP - RGP) - \left(\frac{PH}{24}\right) * (KE) * (ETI)$$

Fórmula 9-7

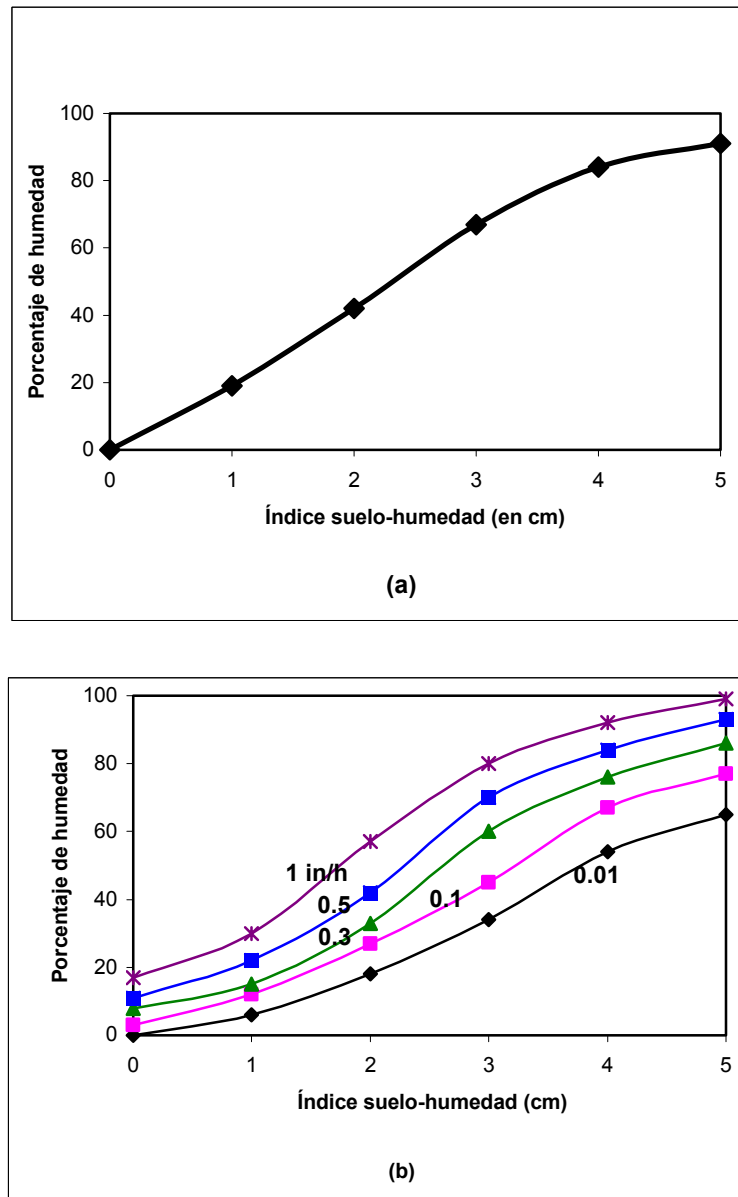


Fig. 9.8: SSARR (a) ejemplo del índice suelo-humedad versus porcentaje de humedad. (b) ejemplo de índice de suelo-humedad versus porcentaje de escurrimiento con intensidad de lluvia como un parámetro de curva.

En donde SMI_1 es el índice de suelo-humedad en el principio del período en pulgadas (mm), SMI_2 es el índice de suelo-humedad al final del período en pulgadas (mm), WP es la precipitación cargada durante el período en pulgadas (mm), RGP es el escurrimiento generado durante el período en pulgadas (mm), PH es la duración del período de tiempo en horas, ETI es el índice de evaporación en pulgadas por día (mm) por día, y KE es un factor para reducir el ETI en los días lluviosos, especificados en forma tabular (KE versus intensidad de lluvia). Un típico KE versus curva de intensidad de lluvia se ve en la figura 9-9.

Para un período de tiempo con precipitación 0, $(WP - RGP) = 0$, $KE = 1$, y SMI es reducido por un factor constante (PH -24) (ETI). El SMI se incrementa cuando la lluvia que no contribuye al escurrimiento $(WP - RGP)$ excede la cantidad de evapotranspiración $(PH - 24)$ (KE) (ETI).

Flujo de base

El flujo de base es modelado usando el concepto de índice de infiltración de flujo de base (BII). El porcentaje de escurrimiento que contribuye al flujo de base (BFP) está relacionado al índice de infiltración de flujo de base (BII). La relación BFP versus BII puede ser especificado en forma tabular o en forma de ecuación. Una relación que une BII al límite de entrada del flujo de base (BFL) también puede especificarse (fig. 9-10).

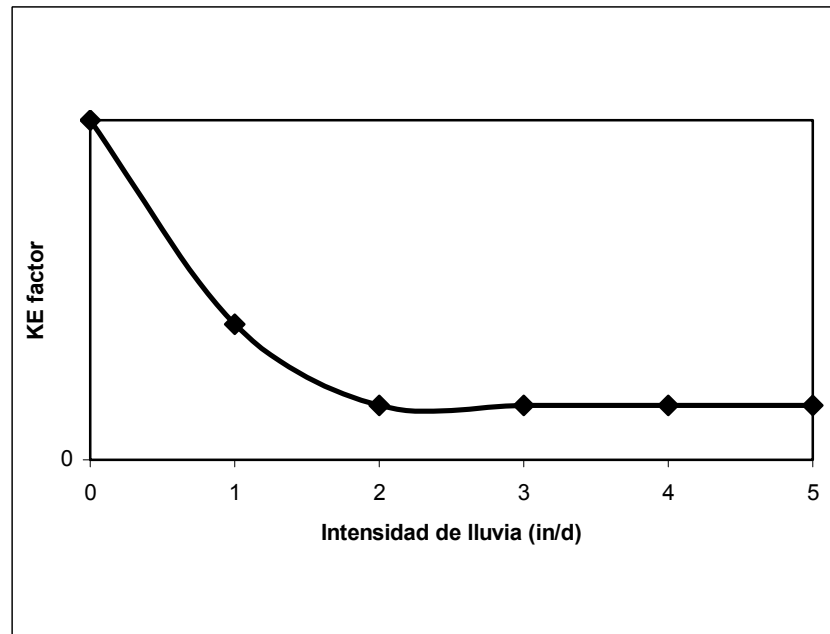


Fig. 9-9: SSARR Ejemplo de factor KE versus intensidad de lluvia

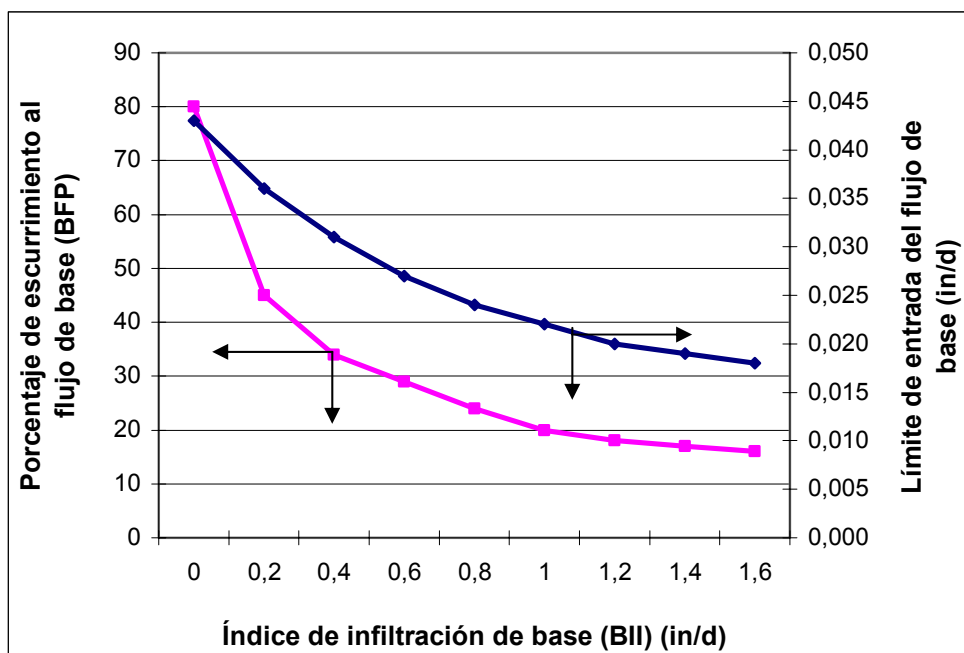


Fig. 9-10: SSARR ejemplo de la función de

índice de infiltración del flujo de base

El BII es actualizado al final de cada período (PH) por la siguiente fórmula:

$$BII_2 = BII_1 + (24RG - BII_1) * \left(\frac{PH}{(TSBII + 0,5PH)} \right) \quad \text{Fórmula 9-8}$$

Donde BII 2 es el índice de infiltración del flujo de base al final de período en pulgadas por día (mm), BII 1 es el índice de infiltración del flujo de base al inicio del período en pulgadas por día (mm), RG es el escurrimiento generado en pulgadas por hora (mm), (RG = RGP -PH), PH es el período de tiempo en horas, y TSBII es el tiempo de almacenamiento para el cálculo de cambio en BII. Los valores típicos de TSBII van de 30 a 60 horas.

El escurrimiento generado es separado en dos componentes: (1) flujo de base (RB) y (2) flujo e superficie y subsuperficie (RGS). El componente de flujo de base (RB) es computado como el producto del escurrimiento generado (RG) y la fracción del flujo de base (BFP-100). El componente de escurrimiento de la superficie y la subsuperficie (RGS) es la diferencia entre el escurrimiento generado (RG) y el flujo de base (RB).

Separación del flujo de superficie y subsuperficie

La separación del componente de flujo de superficie y subsuperficie (RGS) en flujo de superficie (RS) y flujo de subsuperficie (RSS) se lleva a cabo especificando la relación RGS versus RS en forma tabular. Un ejemplo de esta relación se ve en la fig. 13-11. Cualquier relación debería ser especificada, pero la separación del flujo está basada usualmente en el siguiente criterio:

1. El flujo mínimo de superficie (RS) es un 10 por ciento del flujo de superficie y subsuperficie (RGS).
2. El flujo de subsuperficie (RSS) alcanza eventualmente un valor máximo (KSS) y permanece constante para valores de RGS en exceso de 2 (KSS).

Las fórmulas que satisfacen estas dos condiciones son las siguientes:

$$RS = \left[0,1 + 0,2 \left(\frac{RGS}{KSS} \right) \right] * RGS \quad \text{Fórmula 9-9a}$$

Aplicable a valores de RGS ≤ 2 (KSS), y

$$RS = RGS - KSS \quad \text{Fórmula 13-9b}$$

aplicable a valores de RGS > 2 (KSS)

Direccionamiento de los flujos de superficie, subsuperficie y flujo de base

Cada componente de escurrimiento, esto es, flujo de superficie (RS), flujo de subsuperficie (RSS), y flujo de base (RB), es tomado como un valor de entrada en pulgadas (mm) por un período de tiempo PH (en horas), Cada valor de entrada es pulgadas por hora (mm x hora) es multiplicado por el área de drenaje en millas² (km²), y con las apropiadas unidades de conversión, se calcula un valor de entrada en pies cúbicos por segundo (metros cúbicos / segundo).

Cada valor de entrada es dirigido a través de un número especificado de incrementos del lago (esto es reservorios lineales). La conversión del valor de entrada en un hidrograma de flujo de salida es una función del número de incrementos del lago N , el tiempo de almacenaje K por el incremento en horas (constante de almacenamiento), y el período de tiempo en horas (esto es, el intervalo de tiempo Δt). Ver la sección 10.3 para una descripción del procedimiento de direccionamiento del SSARR.

Generalmente, de dos a cinco incrementos (N) son usados en cuencas de ríos típicas. El tiempo de almacenamiento (K) varía de unas pocas horas a varios cientos de hora, dependiendo de si los componentes de superficie, subsuperficie, o flujo de base están siendo simulados. Los valores de N y K determinan el pico, forma y dilación del tiempo del hidrograma de flujo de salida simulado. Usualmente, un grupo de N y K puede ser hallado para un flujo pico dado y un tiempo de retraso. Un ejemplo típico es el de una cuenca de 208 mi² en la cuenca del Río Willamette, Oregon.

En este caso, las especificaciones de direccionamiento donde (a) flujo de superficie, $N = 4$ y $K = 2.5$ h, (b) flujo de subsuperficie, $N = 3$ y $K = 11$ h, (c) flujo de base, $N = 2$ y $K = 200$ h.

Cómputo de deshielo de nieve

La computación del deshielo de nieve con el modelo de la cuenca curva-deplección se lleva a cabo usando (1) índice de temperatura o (2) una ecuación de deshielo de nieve de cuenca generalizada para un área parcialmente forestada. (Eq. 12-16 (c). (sección 12.3). El método de índice - temperatura es usado comúnmente para operaciones de proyectos diarios, por cuanto la ecuación de deshielo de nieve generalizada es más apropiada para aplicaciones de diseño.

Modelo de cuenca de banda de nieve integrada

Este modelo de la versión actual de SSARR tiene todas las características de lluvia-escurrimiento del modelo de curva-deplección. Además, tiene las tres características siguientes: (1) un algoritmo de intercepción para asistir en el análisis del balance de agua anual, (2) una simulación de evapotranspiración mejorada, y (3) un componente de cuatro de cuatro direcciones para simular un flujo de retorno a largo plazo de agua subterránea.

La estimación de humedad en la cuenca es llevada a cabo por el uso de bandas de elevación. Para cada banda, factores tales como precipitación, equivalente de agua del hielo (témpano), y la humedad del suelo son considerados separadamente. El modelo permite la subdivisión de la cuenca de 1 a 20 bandas, con cada banda siendo considerada con un 100 % de cubierta de nieve o libre de nieve. El escurrimiento es calculado para cada banda y luego combinado para obtener el escurrimiento de la cuenca antes del direccionamiento del canal (sección 12.5).

La pérdida de agua por intercepción y la subsecuente evaporación desde las superficies con vegetación es usualmente bastante pequeña. Sin embargo, para áreas densas en vegetación, esta pérdida puede ascender a una fracción importante (razonable) de la precipitación anual. Para estimar la intercepción de un modo simple pero significativo, el modelo de banda de nieve integrado requiere que el usuario especifique una cantidad máxima de intercepción basado en el tipo y la densidad de la cubierta vegetativa. Esta cantidad de intercepción debe ser satisfecha (esto es, llenada) antes de que el agua quede disponible para infiltración o escurrimiento. El volumen en el almacenaje de la intercepción es disipado por evapotranspiración. El valor de intercepción puede ser constante o variar de mes a mes.

El algoritmo condicionante de nieve del modelo de banda de nieve integrado considera el contenido frío y el déficit de agua líquida del hielo (témpano), lo que debe ser satisfecho antes de el agua líquida se escurra. El hielo (paquete de nieve) en una banda de nieve puede derretirse en

la interface nieve-aire y en la interface nieve-suelo. El deshielo en la interface nieve-aire está sujeto al algoritmo de condicionamiento de nieve. El deshielo en la interface nieve-superficie está basado en un valor de deshielo mensual, entrando simulación de escurrimiento directamente, sin que sea afectado por el algoritmo condicionante de nieve.

Sistema de río y modelo de regulación de reservorio

El objetivo del sistema de río y modelo de reservorio son para predecir el flujo del río en puntos clave de interés para cualquier secuencia dada de eventos climáticos y cualquier esquema de regulación de reservorio aplicable.

Las características de direccionamiento del canal deben ser desarrolladas de modo que el flujo del río pueda ser simulado. Frecuentemente, las características de los canales de río pueden ser determinadas más precisamente que los de las cuencas. Cuando es necesario y apropiado, los datos de flujo permiten la estimación del tiempo de recorrido para varios niveles de corrientes de flujo.

Para aplicaciones en el planeamiento de control de inundaciones y diseño, el modelo de sistema de río puede ser usado solo, sin el modelo de cuenca. En este caso, los datos históricos de corriente de flujo en el límite de corriente abajo es usado para correr el modelo de sistema de río, con corrientes de flujo direccionadas a través del sistema de río (red del canal).

Direccionamiento del canal

Esto se lleva a cabo usando el mismo procedimiento que para el direccionamiento de cuencas. El alcance del canal es conceptualizado como una serie de incrementos de almacenaje. Para cada incremento de almacenaje y período de tiempo, el flujo de salida es computado por la ecuación 10-11. El flujo de salida promedio para cada período de tiempo es usado como el flujo de entrada al siguiente incremento de almacenaje. El procedimiento es repetido para cada incremento de almacenaje y período de tiempo. El flujo de salida a partir del último incremento del almacenaje es tomado como el flujo de salida desde la extensión del canal.

El tiempo de almacenamiento para el direccionamiento del canal (K) es generalmente una función de descarga Q . De acuerdo a esto el valor K puede ser especificado ya sea en forma tabular (K versus Q), en el caso del direccionamiento del flujo por sobre la orilla (ribera), o puede variar inversamente o directamente con la descarga. Para flujos en la orilla, el tiempo de almacenaje varía inversamente con la descarga, para flujos por sobre la orilla puede variar inversamente o directamente, dependiendo del estadio (fig. 9-2). Una relación conveniente es como sigue:

$$K = \frac{KTS}{Q^n} \quad \text{Fórmula 9-10}$$

Donde K es el tiempo de almacenaje por el incremento del tiempo en horas, KTS es una constante determinada por prueba y error o estimada por mediciones físicas del flujo y que corresponde a los tiempos de direccionamiento, Q es la descarga, y n es un exponente que usualmente varía entre -1 y 1.

Direccionamiento en lago

El direccionamiento del flujo a través de lagos naturales está basado en las condiciones del flujo libre (activo), esto es que las relaciones entre elevación - caudal de salida son fijas (están determinadas), y el flujo de salida es determinado por cabecera hidráulica. El direccionamiento es llevado a cabo por una solución interactiva de la ecuación e almacenaje (ecuación 8-13).

Direccionamiento del reservorio y regulación

El direccionamiento a través de reservorios artificiales se lleva a cabo por procedimientos similares a los usados para los lagos naturales, excepto que el usuario debe ejercer ciertos controles. Varios tipos de operaciones de reservorio pueden ser especificadas. Estas incluyen (1) flujo libre, (2) flujo de salida, (3) elevación del estanque o cambios en la elevación del mismo, y (4) cantidades de almacenaje o cambios en las cantidades del mismo. Si no se especifica el método el flujo de salida será hecho igual que el flujo de entrada. Estas especificaciones se logran salvo que ocurran algunas infracciones de las características del reservorio. Por ejemplo: (1) el reservorio no debe ser vaciado por debajo de los límites, (2) la descarga no debe exceder a la obtenida en la relación elevación-descarga, (3) cuando el reservorio excede los bordes superiores, el direccionamiento será realizado bajo condiciones de flujo libre, o (4) el reservorio pasará el flujo de entrada si no se da una relación de elevación-descarga.

Modo de contracorriente

Los métodos de direccionamiento de canal y lago descriptos en las secciones anteriores asumen que existe una relación entre la elevación en el lago o en el canal y el flujo de salida del cuerpo de agua. Hay casos, sin embargo, donde la elevación y la descarga son afectadas por la contracorriente de una fuente de tiempo variable de corriente abajo. Los ejemplos para tales sucesos son los estuarios de ríos sujetos a fluctuaciones periódicas, un río que llega corriente arriba desde una unión con un tributario mayor, y alcance corriente arriba de reservorios y lagos. En tales casos, el direccionamiento debe ser llevado a cabo por el modo contracorriente del SSARR. Este método utiliza una relación de tres variables entre la elevación corriente arriba (E_1), elevación corriente abajo (E_2) o descarga (Q_2), y descarga corriente arriba (Q_1):

$$\begin{aligned} Q_1 &= f(E_1 + E_2) \\ Q_1 &= f(E_1 + Q_2) \end{aligned} \qquad \text{Fórmulas 9-11 y 9-12}$$

El valor Q_1 es dependiente de E_1 , y E_2 (o Q_2). Un esquema de esta función se ve en la figura 13-12. La elevación para la sección de corriente abajo es la que fue computada par un período de tiempo previo. Por ello, se requieren períodos de tiempo cortos para incrementar la exactitud. Cada estación debe tener una relación elevación-almacenaje especificada. Los flujos de salida son entonces computados como una función de elevación de corriente arriba y control de corriente abajo.

Configuración del sistema

La configuración del sistema describe la muestra física y las relaciones de todos los componentes del sistema. El usuario especifica desde corriente arriba hacia corriente abajo todas las subcuencas, lagos, reservorios, alcances del canal, y puntos de confluencia para una cuenca particular. El direccionamiento de la subcuenca (o cuenca) se realiza primero, seguido por el direccionamiento del canal y la combinación del hidrograma.

Un sistema hipotético de río y la correspondiente configuración de la cuenca se ilustran en la fig. 9-13. Sin embargo, puede haber más de una subdivisión aceptable de una cuenca de río. Las cuencas son subdivididas usualmente según el juicio del usuario, como una función de características de subcuenca y disponibilidad de datos.

Aplicaciones

La aplicación del SSARR requiere usualmente varios años de datos (lluvia, nevada, corriente de flujo) para la calibración del modelo y su verificación. Las secuencias de datos que acompañan los

flujos altos y bajos son necesarios frecuentemente de modo de asegurar la variabilidad de los parámetros del modelo con el nivel de flujo.

SSARR ha sido aplicado a varias cuencas grandes de ríos en el mundo. Los ejemplos incluyen Salt River, Arizona (11.200 km²), el río Alto Paraguay (370.000 km²), y otras cuencas de río en Brasil, el río Mekong en el sudeste de Asia, y numerosos ríos de Canadá. La mayoría de las aplicaciones se han hecho en proyectos de inundaciones e hidrología operacional. El modelo es particularmente adaptable a cuencas grandes donde el deshielo es el mayor contribuyente del escurrimiento, aunque ha sido aplicado también en regiones tropicales y subtropicales del mundo.

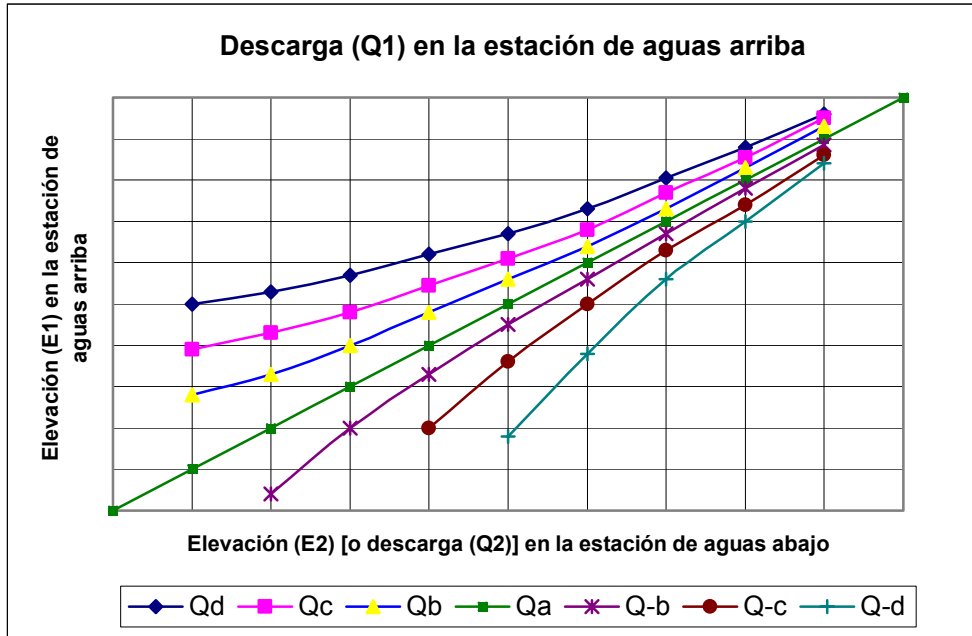


Fig. 9-12: SSARR esquema de la relación de contracorriente

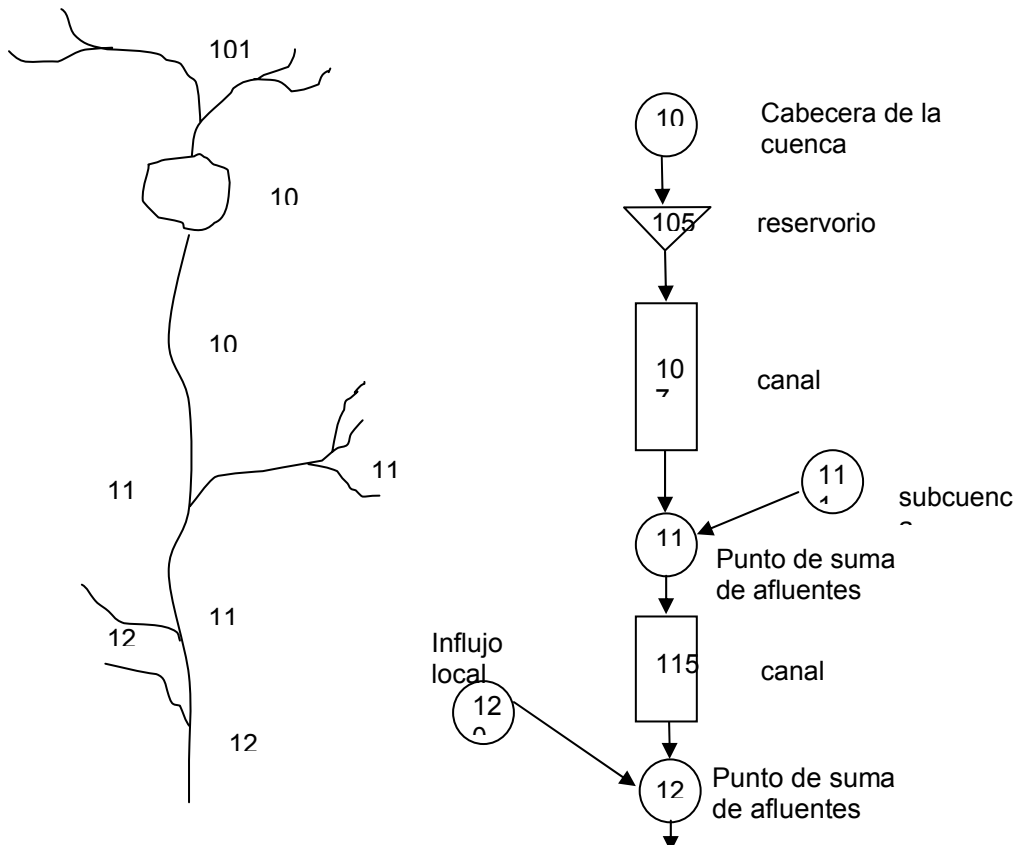


Fig. 9-13: SSARR ejemplo de sistema de río y configuración de cuenca

MODELO DE CUENCA STANFORD

El modelo de cuenca Stanford (SWM) IV fue desarrollado en la Universidad de Stanford a principio de los sesenta. Es un proceso continuo, conceptual, un modelo de parámetro global para sintetizar corrientes de flujo por hora o diariamente a la salida de una cuenca. El modelo ha servido como base para varios modelos de cuenca desarrollados en los setenta incluyendo el ampliamente utilizado Programa de Simulación Hidrológica-Fortran (HSPF).

Los principales componentes del SWM IV se ven en la figura 9-14. Los datos de entrada de las series de tiempo consisten de precipitación y evapotranspiración potencial. Si el deshielo es significativo, datos meteorológicos adicionales son necesarios. Los cálculos comienzan a partir de condiciones iniciales conocidas o asumidas hasta agotar los datos de entrada de las series de tiempo.

La precipitación es almacenada en los tres almacenajes de suelo-humedad y en el paquete de nieve. Los tres almacenajes de suelo-humedad son (1) almacenaje de la zona superior, (2) almacenaje de la zona inferior, y (3) almacenaje de agua subterránea. Los almacenajes de las zonas superior e inferior cuentan para los flujos terrestres, infiltración, interflujo, y el flujo de entrada para el almacenaje de agua subterránea. La zona superior simula abstracciones hidrológicas y escurrimiento resultantes de tormentas menores (frecuentes), incluyendo las primeras horas de tormentas mayores (poco frecuentes). Por el contrario, las zonas bajas cuentan para las abstracciones hidrológicas y el escurrimiento durante las tormentas mayores. El almacenaje subterráneo supe el flujo de base a los canales de corriente. La evaporación y la transpiración pueden ocurrir desde cualquiera de estos tres almacenajes. El escurrimiento del flujo terrestre, el interflujo y el flujo de base entran al sistema del canal y son dirigidos corriente abajo a la salida de la cuenca, donde se expresan como un hidrograma de flujo de salida continuo.

Modelo de superficie terrestre

El submodelo de superficie terrestre del SWM consiste de lo siguiente: (1) intercepción, (2) infiltración, (3) flujo terrestre, (4) interflujo, (5) agua subterránea, y (6) evapotranspiración. Los cálculos se hacen para un intervalo de tiempo finito, o un período de tiempo. Dentro de un intervalo de tiempo, el abastecimiento de humedad es el volumen de lluvia y-o deshielo más la detención de superficie que acarrea que está disponible por infiltración.

Intercepción

Para un intervalo de tiempo dado, la intercepción es una función de (1) tipo y exenta de cobertura vegetal y (2) el volumen actual en el almacenaje de intercepción. Todos los abastecimientos de humedad entran al almacenaje de intercepción hasta que un volumen preasignado (EPXM) es llenado. La evaporación proveniente del almacenaje de intercepción se asume como continuo e igual al valor de evapotranspiración potencial.

La precipitación en la superficie de los lagos, reservorios, y corrientes así como también aquellas en áreas impermeables adyacentes o conectadas directamente al sistema del canal, se asume como que contribuye enteramente al escurrimiento de superficie, sin pasar por ninguna abstracción hidrológica. La fracción impermeable, una entrada al modelo, se obtiene tomando la suma las áreas sin abstracción y dividiendo la suma por el área de la cuenca. El escurrimiento de las áreas impermeables que no están conectadas directamente al sistema del canal es generalmente una función de las condiciones de suelo-humedad de la cuenca. Por ello, el escurrimiento de las áreas impermeables no conectadas están incluidas en el componente de infiltración.

Infiltración

La infiltración está dividida en (1) infiltración directa en la zona baja y almacenajes subterráneos, y (2) infiltración indirecta (o demorada) en el almacenaje de la zona superior. La humedad

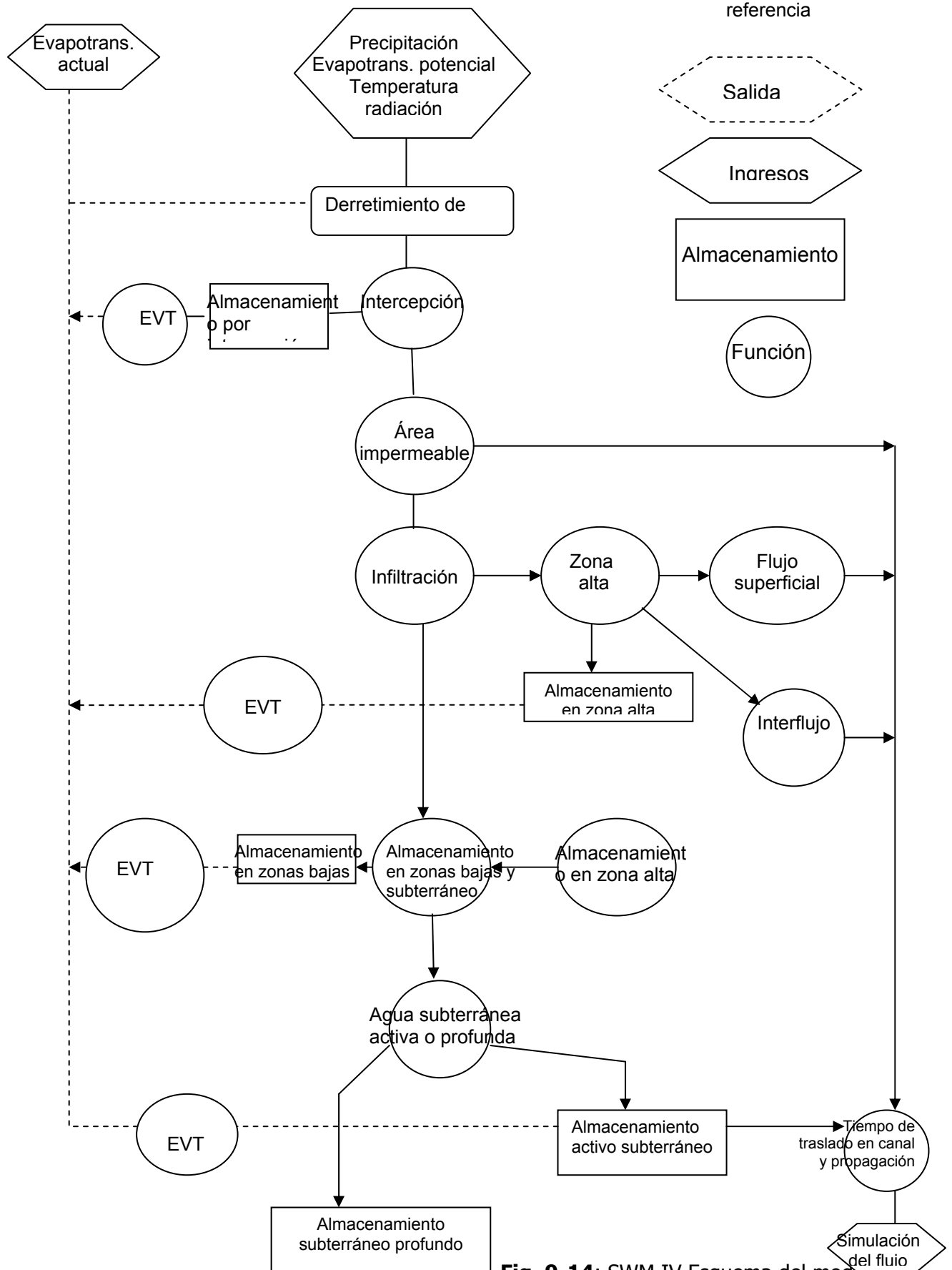


Fig. 9-14: SWM IV Esquema del modelo [3]

disponible luego de la intercepción está primero sujeta a una infiltración directa (almacenaje zona baja a largo plazo y almacenaje subterráneo). Cualquier humedad residual después de la infiltración directa está sujeta a la infiltración indirecta (almacenaje de zona alta a corto plazo), diseñada para simular almacenaje en depresión, almacenaje en fisuras del suelo, y suelos alterados. Las capacidades variables de la zona alta, la zona baja, y los almacenajes subterráneos están representados en términos de relaciones de almacenajes sin dimensiones.

Infiltración directa (almacenajes de zona baja y agua subterránea)

Las variaciones espaciales en la capacidad de infiltración son simuladas por la distribución de frecuencia lineal acumulativa (curva de capacidad de infiltración) vista en la figura 13-15. Para un intervalo de tiempo dado (en horas), esta curva muestra el área de cuenca acumulativa (en porcentaje) con una capacidad de infiltración (pulgadas) igual o menor que el valor indicado. Como se ve en la figura 9-15 (a), se asume que la infiltración va a (1) zona baja y almacenaje subterráneo (sombreado con líneas llenas) y (2) interflujo (sombreado con líneas quebradas). Por ello, la fracción de infiltración que va al interflujo se asume como proporcional a la capacidad de infiltración local.

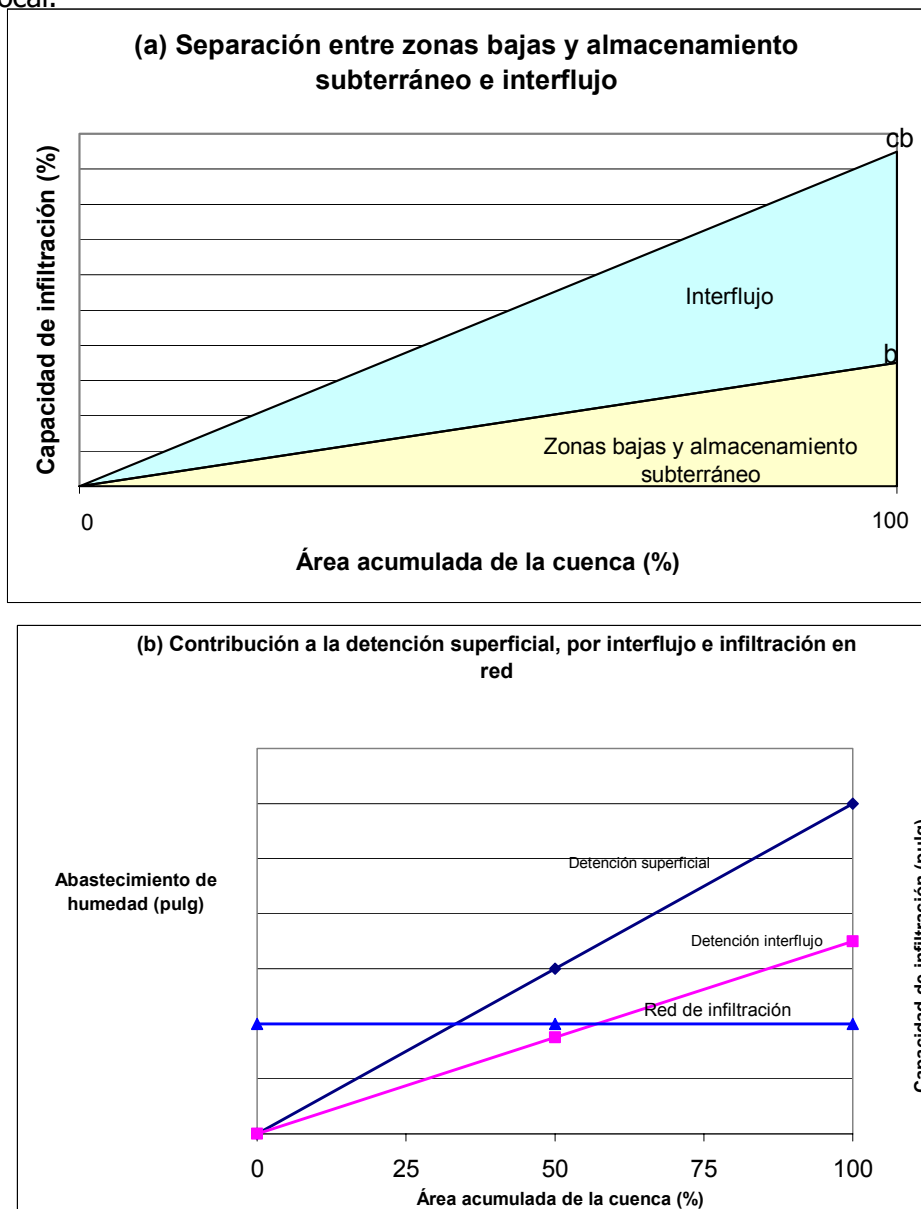


Fig. 9-15: SWM IV Curva de capacidad de infiltración [5]

La capacidad de infiltración directa media (de la zona baja a agua subterránea) es $b/2$, la capacidad de infiltración total media (incluyendo el interflujo) es $(cb)/2$. Tanto b como c son funciones de relaciones de almacenaje de zona baja sin dimensiones. Dada una humedad constante, figura 9-15 (b) se ve la contribución a (1) detención de superficie y (2) detención de interflujo. El modelado de infiltración de esta manera asegura una suave variación en la respuesta del modelo, como se ve en la figura 9-16.

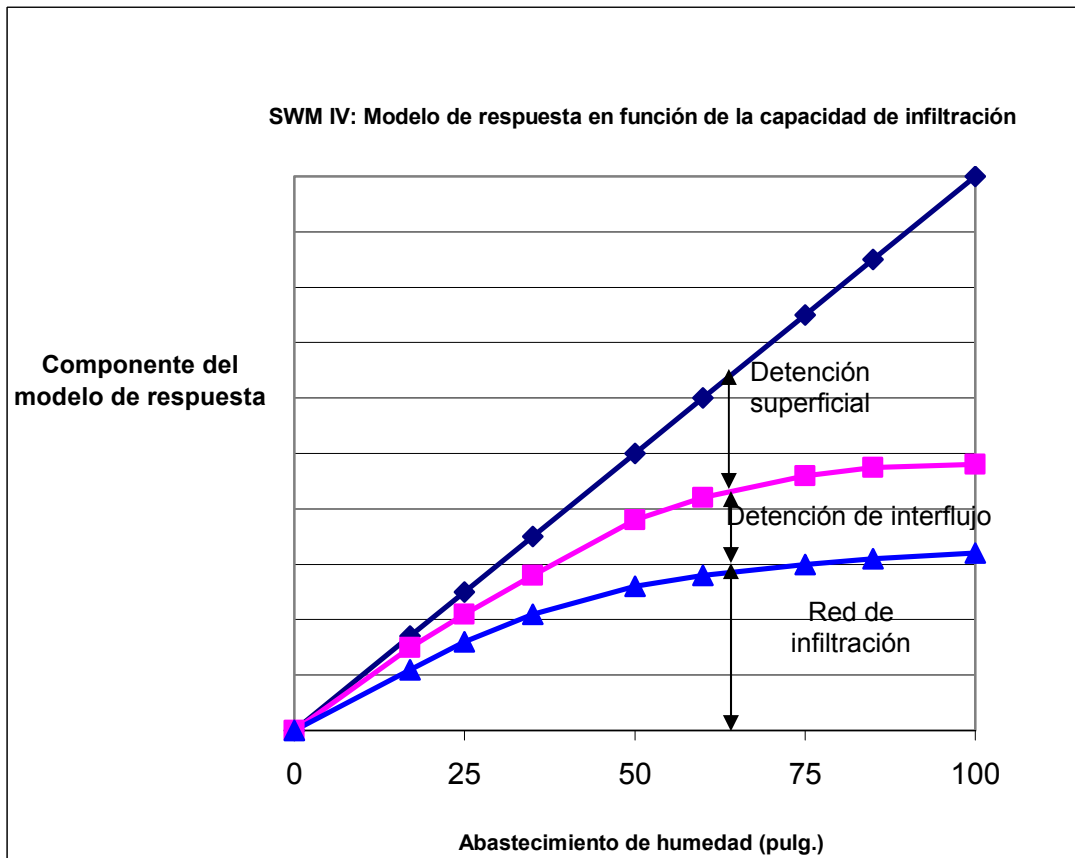


Fig. 9.16: SWM IV: Modelo de respuesta en función de la capacidad de infiltración [5]

El valor actual de b determina la cantidad de la infiltración directa, esto es, la humedad yendo hacia la zona baja y los almacenajes subterráneos. El valor actual de c altera la forma del hidrograma y el tiempo controlando las contribuciones a la superficie y la detención de interflujo y su relación.

La humedad actual del suelo en el almacenaje de zona baja es LZS , la humedad nominal del suelo en el almacenaje de zona baja es $LZSN$ (un valor medio de almacenaje de zona baja es tomado como el valor de $LZSN$). La relación del almacenaje de zona baja sin dimensiones es definido como $LZSR = LZS / LZSN$. Para $LZSR \leq 1$, el valor de b es calculado como sigue:

$$b = \frac{CB}{2^{4(LZSR)}} \quad \text{Fórmula 9-13a}$$

Contrariamente, para $LZSR > 1$:

$$b = \frac{CB}{2^{4+2[(LZSR)-1]}} \quad \text{Fórmula 9-13b}$$

En la ecuación 9-13, CB es un parámetro de entrada que determina el nivel total de la infiltración directa. El valor mínimo de b es (CB)/64.

El valor de c es calculado como sigue:

$$c = CC \cdot (2^{LZSR}) \quad \text{Fórmula 9-14}$$

En donde CC es un parámetro de entrada que determina las contribuciones relativas del flujo de superficie (terrestre), y el interflujo. Para el caso de CB = CC = 1, la figura 9-17 muestra las siguientes funciones: (1) b versus LZSR y (2) c versus LZSR.

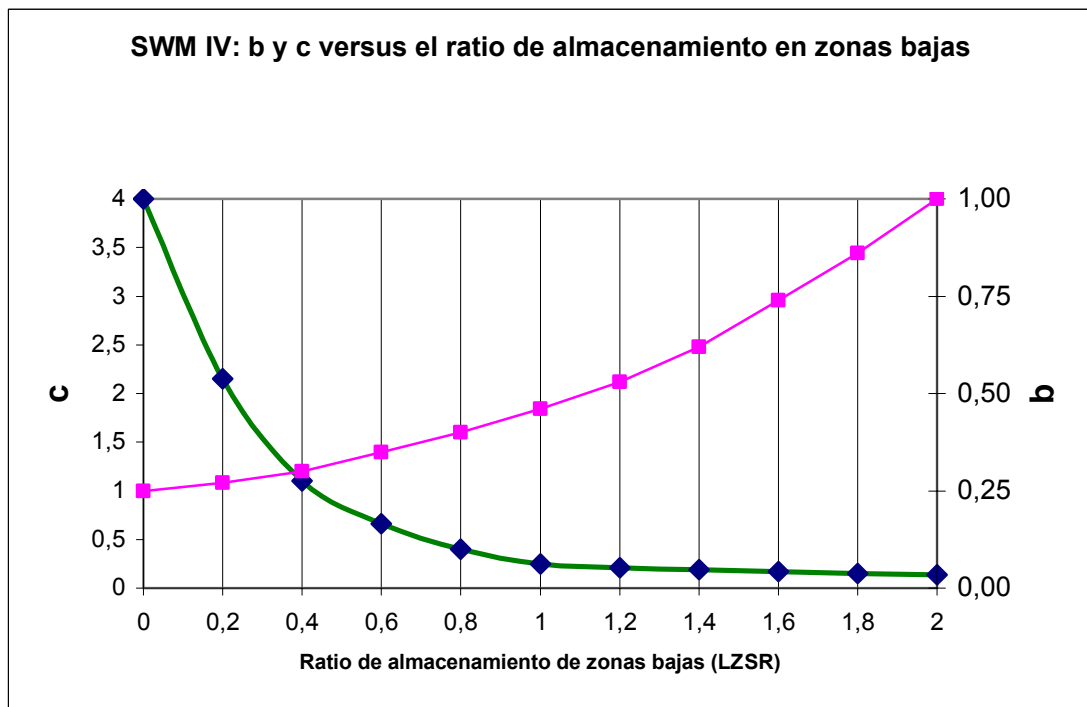


Fig. 9.17: SWM IV: b y c versus el ratio de almacenamiento de zonas bajas [5]

Infiltración indirecta (almacenaje de zona alta)

La humedad que no contribuye a la zona baja y los almacenajes subterráneos contribuirán al flujo terrestre o al interflujo o al almacenaje de zona alta. El almacenaje en depresión y el almacenaje en suelos altamente permeables son modelados en la zona alta. La capacidad de almacenaje de la zona alta es relativamente baja e independiente de la intensidad de la lluvia.

La humedad actual del suelo en el almacenaje de zona alta es UZS, la humedad nominal del suelo en el almacenaje de zona alta es un parámetro de entrada referido como UZSN. La relación de almacenaje sin dimensión de la zona alta es definida como $UZSR = UZS / UZSN$. Para $UZSR \leq 2$, el porcentaje de detención de superficie que contribuye al almacenaje de zona alta P, es calculado como sigue:

$$P_r = 100 \cdot \left[1 - 0,5 \cdot (UZSR) \cdot \frac{1}{(1 + UZI)^{UZI}} \right] \quad \text{Fórmula 9-15a}$$

con: $UZI = 2 \cdot [1 - 0,5 \cdot (UZSR)] + 1 \quad \text{Fórmula 9-15b}$

Contrariamente para $UZSR > 2$

$$P_r = 100 \cdot \frac{1}{(1 + UZI)^{UZI}} \quad \text{Fórmula 9-16 a}$$

Con: $UZI = 2 \cdot [(UZSR) - 2] + 1 \quad \text{Fórmula 9-16b}$

Estas relaciones se ven en la figura 9-18. La humedad desaparece de la zona alta por (1) evapotranspiración y (2) percolación hacia la zona baja y almacenajes subterráneos. La percolación (indirecta o infiltración retardada) ocurre desde el almacenaje de la zona alta a la zona baja y almacenajes subterráneos cuando la relación de almacenaje de la zona alta ($UZSR$) excede la relación de almacenaje de la zona baja ($LZSR$). La cantidad de percolación PERC (pulgadas por hora) es calculada como sigue:

$$PERC = 0.003 \cdot (CB) \cdot (USZN) \cdot [(UZSR) - (LZSR)]^3 \quad \text{Fórmula 9-17}$$

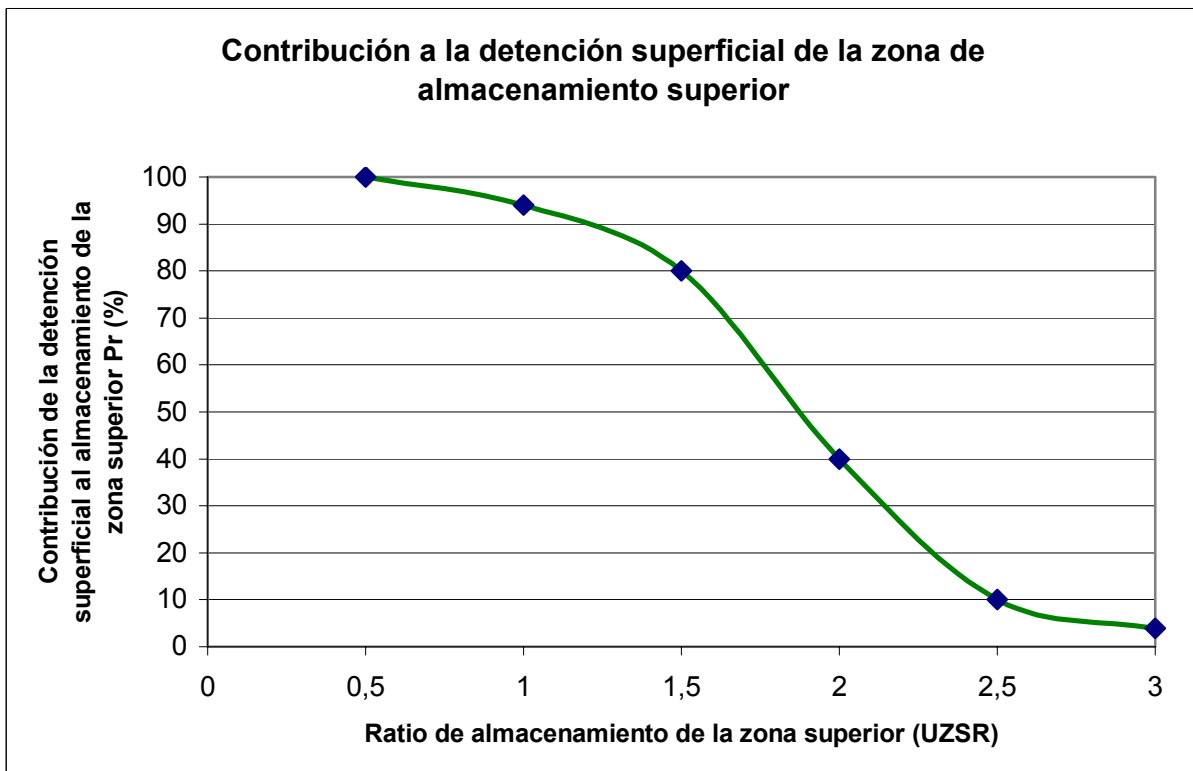


Fig. 9.18: SWM IV: Contribución a la detención superficial de la zona de almacenamiento superior [5]

Flujo terrestre

La descarga desde la superficie del flujo terrestre está relacionada con la profundidad del flujo de salida, sin altura de flujo de salida relacionado al volumen de la superficie de detención. El volumen de la superficie de detención en equilibrio puede notarse como

$$D_e = \frac{0.000818 \cdot i^{3/5} \cdot n^{3/5} \cdot L^{8/5}}{S^{3/10}} \quad \text{Fórmula 9-18}$$

En donde D_e = volumen de superficie de detención en equilibrio por unidad de ancho de superficie del flujo terrestre, en pies cúbicos por pie, i = valor de abastecimiento (flujo de entrada a la superficie) en pulgadas por hora, L = largo de la superficie en pies, S = inclinación de la superficie en pies por pie.

La relación entre la altura del flujo de salida y el volumen de la superficie de detención está basada en la siguiente fórmula empírica:

$$y = \left(\frac{D}{L}\right) \left[1 + 0.6 * \left(\frac{D}{D_e}\right)^3 \right] \quad \text{Fórmula 9-19}$$

En donde: y = altura del flujo de salida y D = volumen de superficie de detención

La descarga por unidad del ancho de la superficie del flujo terrestre es calculada por la ecuación de Manning:

$$q = \left(\frac{1,486}{n}\right) * y^{5/3} * S^{1/2} \quad \text{Fórmula 9-20}$$

En donde y es calculada por la ecuación 9-19

La operación del componente del flujo terrestre está basado en la ecuación de continuidad discretizada:

$$D_2 = D_1 + \Delta D - q_{ave} * \Delta T \quad \text{Fórmula 9-21}$$

En donde D = superficie de detención al final de un intervalo de tiempo Δt , D_1 = superficie de detención al inicio de un intervalo de tiempo Δt , ΔD = incremento en la superficie de detención en el intervalo de tiempo Δt (calculado como un subproducto de infiltración directa, como se ve en la figura 9-15 (b), y q_{ave} = unidad de flujo terrestre- ancho de la descarga, calculado con la ecuación 9-20, usando un valor promedio de D en la ecuación 9-19.

Interflujo

Dentro de un intervalo de tiempo Δt , el incremento en el almacenaje de detención del interflujo es calculado como un subproducto de infiltración directa, como se muestra en la figura 9-15b. La deplección desde el almacenaje de detención del interflujo es calculada cada intervalo de 15 minutos así:

$$INTF = \left[1 - (IRC)^{1/96} \right] * (SRGX) \quad \text{Fórmula 9-22}$$

En donde $INTF$ = el flujo de salida desde el almacenaje de detención del interflujo, $SRGX$ = almacenaje de detención del interflujo, y IRC = una constante de recesión del interflujo, definida como la relación entre la descarga del interflujo en cualquier tiempo y la descarga del interflujo 24 horas antes. La constante de recesión del interflujo (IRC) es un parámetro de entrada.

Agua subterránea

El flujo de entrada al agua subterránea consiste en una infiltración directa (zona baja) y una indirecta (zona alta). El porcentaje de la infiltración directa y el de la indirecta que entra el

almacenaje del agua subterránea es una función de relación de almacenaje de la zona baja LZSR. Para $LZSR \leq 1$, el porcentaje a agua subterránea P_g es:

$$P_g = 100 * \left[(LZSR) * \frac{1}{(1 + LZI)^{LZI}} \right] \quad \text{Fórmula 9-23a}$$

Con:

$$LZI = 1.5 * [1 - (LZSR)] + 1 \quad \text{Fórmula 9-23b}$$

Contrariamente para $LZSR > 1$:

$$P_g = 100 * \left[1 - \frac{1}{(1 + LZI)^{LZI}} \right] \quad \text{Fórmula 9-24a}$$

Con:

$$LZI = 1.5 * [(LZSR) - 1] + 1 \quad \text{Fórmula 9-24b}$$

El almacenaje de agua subterránea está dividido en (1) almacenaje de agua subterránea activo, el que contribuye flujo de base a la corriente de flujo, y (2) almacenaje de agua subterránea profundo o inactivo, que no contribuye a la corriente de flujo.

El flujo de salida del almacenaje activo se asume como una función de área transversal y gradiente de energía. Un área transversal representativa se asume como proporcional al nivel de agua subterránea. El gradiente de energía es estimado como la suma del valor de base más el valor fluctuante, que es una función de aumento del agua subterránea. El flujo de salida del agua subterránea en cualquier tiempo está dado por la siguiente ecuación:

$$GWF = LKK * 4 * (1 + (KV) * (GWS)) * SGW \quad \text{Fórmula 9-24}$$

En donde GWF = flujo subterráneo, GWS = inclinación (declive) del agua subterránea, SGW = almacenaje de agua subterránea, $LKK4$ = un parámetro de recesión del agua subterránea, y KV = un parámetro de recesión de agua subterránea de valor variable.

La variable GWS es un índice antecedente, actualizado diariamente basado en el flujo de entrada al almacenaje de agua subterránea como sigue:

$$GWS_{i+1} = 0.97 * [GWS_i + \Delta(SGW)] \quad \text{Fórmula 9-25}$$

En donde GWS_{i+1} = valor de GWS al comienzo del día $i + 1$, GWS_i = valor de GWS al comienzo del día i , y $\Delta(SGW)$ = incremento en el almacenaje del agua subterránea durante el día i .

La constante de recesión del agua subterránea $LKK4$ es definida como

$$LKK4 = 1 - (KK24)^{1/96} \quad \text{Fórmula 9-26}$$

En donde $KK24$ = mínimo observado diariamente de la constante de recesión de agua subterránea (la relación de la descarga de agua subterránea en cualquier tiempo a la descarga de agua subterránea 24 horas antes. Cuando el parámetro $KV = 0$ y el flujo de entrada al almacenaje de agua subterránea es cero, la ecuación 13-24 reduce a una curva de deplección logarítmica, esto es que el dibujo semilogarítmico de descarga versus el tiempo es una línea recta (ver sección 11.5).

Cuando $KV \neq 0$, el valor de recesión del agua subterránea es variable, y el dibujo del semilogaritmo de descarga versus el tiempo no es lineal. Por ejemplo, asuma un valor de recesión de temporada seca típico de 0,99 y un valor de recesión de período de descarga de 0,98. Entonces, el valor de

KK24 puede ser establecido en 0,99, y el valor de KV se ajusta de modo que la cantidad $(1 + (KV) (GWS))$ reducirá el valor de recesión efectivo a 0,98 durante los períodos de recarga.

La percolación al almacenaje de agua subterránea inactiva es modelado permitiendo que una fracción del flujo de entrada al agua subterránea filtre profundamente en un almacenaje inactivo. Esta fracción es especificada por el parámetro de entrada K24L..

Evapotranspiración

La evapotranspiración desde el almacenaje de intercepción y el almacenaje de zona alta se asume que ocurre a un valor potencial. La evapotranspiración de un almacenaje de zona baja es controlado por la *oportunidad de evapotranspiración*. Las menores cantidades de evapotranspiración del almacenaje de agua subterránea y la evaporación de corrientes de superficies también son simuladas. La evaporación de lago diaria o PET es usada como dato. Los valores por hora son obtenidos de los valores diarios.

Para un intervalo de tiempo dado, la evapotranspiración potencial es primero satisfecha del almacenaje de intercepción y en segundo lugar del almacenaje de zona alta. Cualquier déficit remanente de evapotranspiración potencial es satisfecho del almacenaje de zona baja usando el concepto de oportunidad de evapotranspiración. Una curva de oportunidad de evapotranspiración es una distribución de frecuencia lineal acumulativa similar a la que se ve en la figura 9-15. Para un intervalo de tiempo dado (h), esta curva muestra el área de cuenca acumulativa (en porcentajes) teniendo una cantidad de evapotranspiración igual o menor que el valor indicado, como se ve en la figura 9-19.

La cantidad de agua perdida a la evapotranspiración de la zona baja puede ser calculada de la figura 9-19:

$$E = E_p - \frac{E_p^2}{2r} \quad \text{Fórmula 9-27}$$

En donde: E = evapotranspiración actual de la zona baja, E_p = es el exceso PET (esto es que no satisfizo de la intercepción y los almacenajes de zona alta), y r es el valor máximo de oportunidad de evapotranspiración, estimada como sigue:

$$r = K3*(LZSR) \quad \text{Fórmula 9-28}$$

En donde: K3 = un parámetro de entrada. Dada la figura 9-19, cuando el exceso de evapotranspiración potencial E_p excede la oportunidad de evapotranspiración r, la evapotranspiración actual es igual a $(r/ 2)$ pulgadas.

La evapotranspiración del almacenaje de agua subterránea está gobernada por K24EL, un parámetro de entrada igual a la fracción del área de la cuenca de la cual la evapotranspiración se asume como que ocurre al valor potencial. La evapotranspiración al valor potencial de las corrientes de superficie son gobernadas por ETL, un parámetro de entrada igual a la relación del área de la corriente al área total de la cuenca.

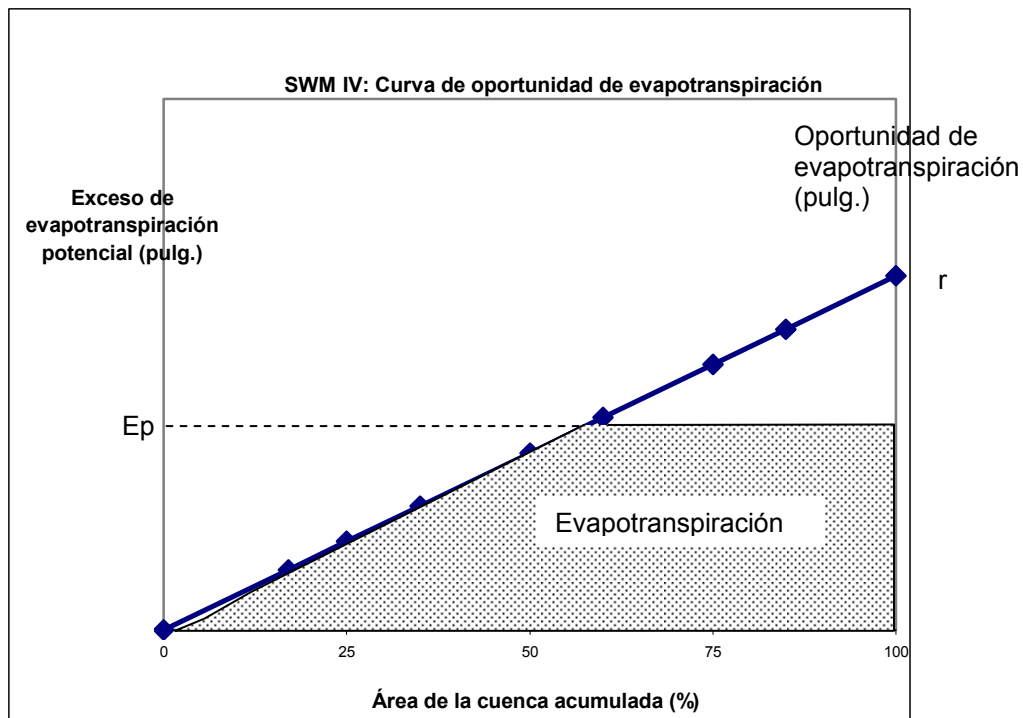


Fig. 9.19: SWM IV: Curva de oportunidad de evapotranspiración

SIMULACIÓN DEL SISTEMA DEL CANAL

La operación del modelo de superficie terrestre produce un flujo sobre tierra continuo, interflujo, y flujo subterráneo, el que entra el sistema del canal. El direccionamiento en el sistema del canal está basado en un concepto similar al de la unidad hidrográfica de Clark (sección 10.2). Como en el procedimiento de Clark, la simulación del sistema del canal consiste en dos pasos: (1) traslación del canal, y (2) Almacenaje del canal.

TRASLACION DEL CANAL

En el procedimiento de Clark, el método tiempo-área es usado con una altura unidad efectiva-lluvia para producir la unidad hidrográfica-trasladada. En el SWM IV el histograma tiempo-área es reemplazado por el histograma tiempo-descarga. El histograma tiempo-descarga es obtenido por estimación de flujos de canal en puntos sucesivos en el sistema del canal y por calcular su tiempo de traslación a la salida de la cuenca. Siguiendo el procedimiento de direccionamiento similar al método tiempo-área (sección 10.1) un hidrograma de flujo de salida trasladado es derivado desde el histograma tiempo-descarga, como se ve en el esquema de la figura 9-20.

Almacenamiento en canal

En el procedimiento de Clark, el hidrograma trasladado es dirigido a través de un reservorio lineal. El mismo procedimiento es seguido en SWM IV, con la siguiente ecuación de direccionamiento:

$$O_2 = I_{ave} - c * (I_{ave} - O_1) \quad \text{Fórmula 9.29}$$

Donde: O_2 = flujo de salida en el nivel de tiempo 2, I_{ave} = flujo de entrada promedio entre los niveles 1 y 2, O_1 = flujo de salida al nivel de tiempo 1, y C = constante de direccionamiento, igual a:

$$C = \frac{2 - (\Delta t / K)}{2 + (\Delta t / K)} \quad \text{Fórmula 9.30}$$

Donde: K = constante de almacenaje. Se puede demostrar que la ecuación 9-29, con el coeficiente de direccionamiento de la ecuación 9-30, es esencialmente el mismo que el del modelo de direccionamiento de reservorio lineal, la ecuación 8-15 con los coeficientes de direccionamiento definidos por las ecuaciones 8-16 a 8-18, o la ecuación de direccionamiento SSARR, ecuación 10-11.

Deshielo

El componente deshielo del SWM IV usa un máximo diario y temperaturas mínimas, radiación de onda corta, evaporación de nieve, y datos de precipitación. Dos volúmenes de almacenaje son considerados: (1) almacenaje de agua líquida, y (2) almacenaje de calor negativo. Los cálculos son realizados en intervalos de horas a medida que la nieve que entra es agregada al paquete y la lluvia que cae es agregada al almacenaje de agua líquida.

Los datos de temperatura y radiación son usados para calcular el calor en red transferido al paquete de nieve. Las cantidades de transferencia de calor negativas (desde el paquete de nieve a la atmósfera) incrementan el almacenaje de calor negativo. Cantidades de transferencia de calor positiva (desde la atmósfera al paquete de nieve) disminuyen el almacenaje de calor negativo. El deshielo comienza cuando el valor del almacenaje de calor negativo agotado hasta 0. Cantidades de nieve derretida entran al almacenaje de agua líquida hasta que alcanza un valor máximo. Un deshielo adicional o lluvia son descargados desde el paquete de nieve y son convertidas en agua de exceso de la cuenca disponible para escurrimiento.

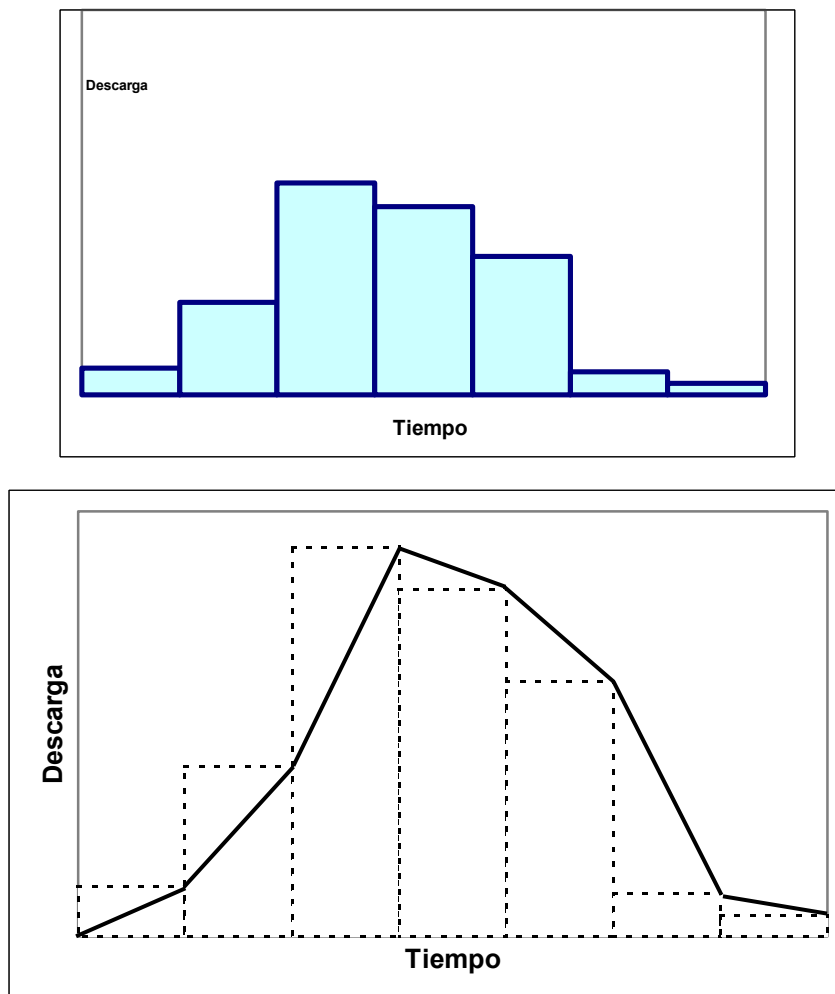


Fig. 9.20: SWM IV: Traslación del canal [5]

Aplicaciones

Las aplicaciones del SWM IV requieren de 3 a 6 años de datos de lluvia y escurrimiento de los varios parámetros del modelo. Los parámetros de entrada son ajustados sucesivamente hasta obtener una concordancia muy cercana entre los flujos registrados y los simulados.

MODELO SACRAMENTO

El modelo Sacramento es un modelo de simulación continua desarrollado por el Centro de Proyectos de Río Federal y Estatal, el Servicio Meteorológico Nacional, y el Departamento de Estado de California de Recursos Hídricos. Su versión original, titulada Sistema de Simulación de Corriente de Flujo Generalizada, data de 1973. Una versión apenas modificada del modelo fue incorporada en el Sistema de Proyectos de Río del Servicio Meteorológico Nacional en 1976.

Este modelo es un sistema de parámetro global conceptual que puede ser usado para simular la porción de cabeza de agua del ciclo hidrológico. El sistema consiste de un set de percolación, almacenaje de suelo-humedad, drenaje, y características de evapotranspiración que intentan representar los procesos hidrológicos relevantes de un modo consistente y lógico. El cálculo del escurrimiento de la lluvia depende de un procedimiento de conteo de suelo-humedad, por ello el nombre Modelo Sacramento de conteo suelo-humedad.

La capa de suelo es dividida en zonas de almacenaje superior e inferior. El almacenaje de la zona superior cuenta para la humedad retenida en la intercepción y la capa de suelo superior, la zona baja cuenta para el volumen de humedad del suelo y almacenaje de agua subterránea. Cada zona, superior e inferior, tiene dos subalmacenajes, uno que contiene el agua en tensión y otro que contiene agua libre. El agua en tensión es la que está ligada a las partículas del suelo, y por el contrario el agua libre no está ligada a las partículas del suelo, estando libre de moverse hacia arriba o abajo o lateralmente. Para cualquier zona, las cantidades máximas de agua en tensión y agua libre que pueden contener son especificadas como parámetros del modelo. La cantidad de agua en cualquier tiempo en cada almacenaje es una variable del modelo. Un esquema de zonas y almacenajes se ve en la figura 9.21.

El desagüe o la cuenca son divididos en dos tipos de áreas: (1) un área permeable, que produce escurrimiento solo cuando el valor de la lluvia excede una cierta cantidad, y (2) un área impermeable (esto es: corrientes, superficies de lagos, ciénagas, y otras áreas impermeables conectadas directamente con el sistema del canal), lo que produce escurrimiento con cualquier cantidad de lluvia.

Áreas permeables

En el área permeable, la humedad entra inicialmente en el almacenaje de tensión de agua zona superior (UZTWS), que debe ser totalmente llenada antes de que la humedad esté disponible para entrar a otros almacenajes. El agua que va por UZTWS provee humedad suficiente a la capa superior del suelo de modo que la percolación a zonas profundas y drenaje horizontal pueda comenzar. Cuando el UZTWS ha sido llenada, el exceso de humedad es acumulada temporalmente en el almacenaje de agua libre zona superior (UZFWS).

El agua almacenada en UZFWS se puede mover verticalmente (percolando a zonas profundas) y horizontalmente (moviéndose lateralmente y generando interflujo). Las demandas en UZFWS son una función de humedad disponible. El valor del drenaje vertical es una función de humedad disponible en UZFWS y almacenajes de zonas bajas. El patrón preferido para el movimiento de la humedad almacenada en UZFWS es la percolación.

El interflujo puede ocurrir solo cuando el valor de humedad excede el valor en el cual la humedad está percolando desde el agua almacenada en UZFWS. El interflujo es proporcional al UZFWS disponible luego de la percolación:

$$INTER = (UZK)(UZFWC)$$

Fórmula 9.31

En donde: INTER = Interflujo, UZK = el coeficiente de deplección UZFWS, y UZFWC = UZFWS disponible.

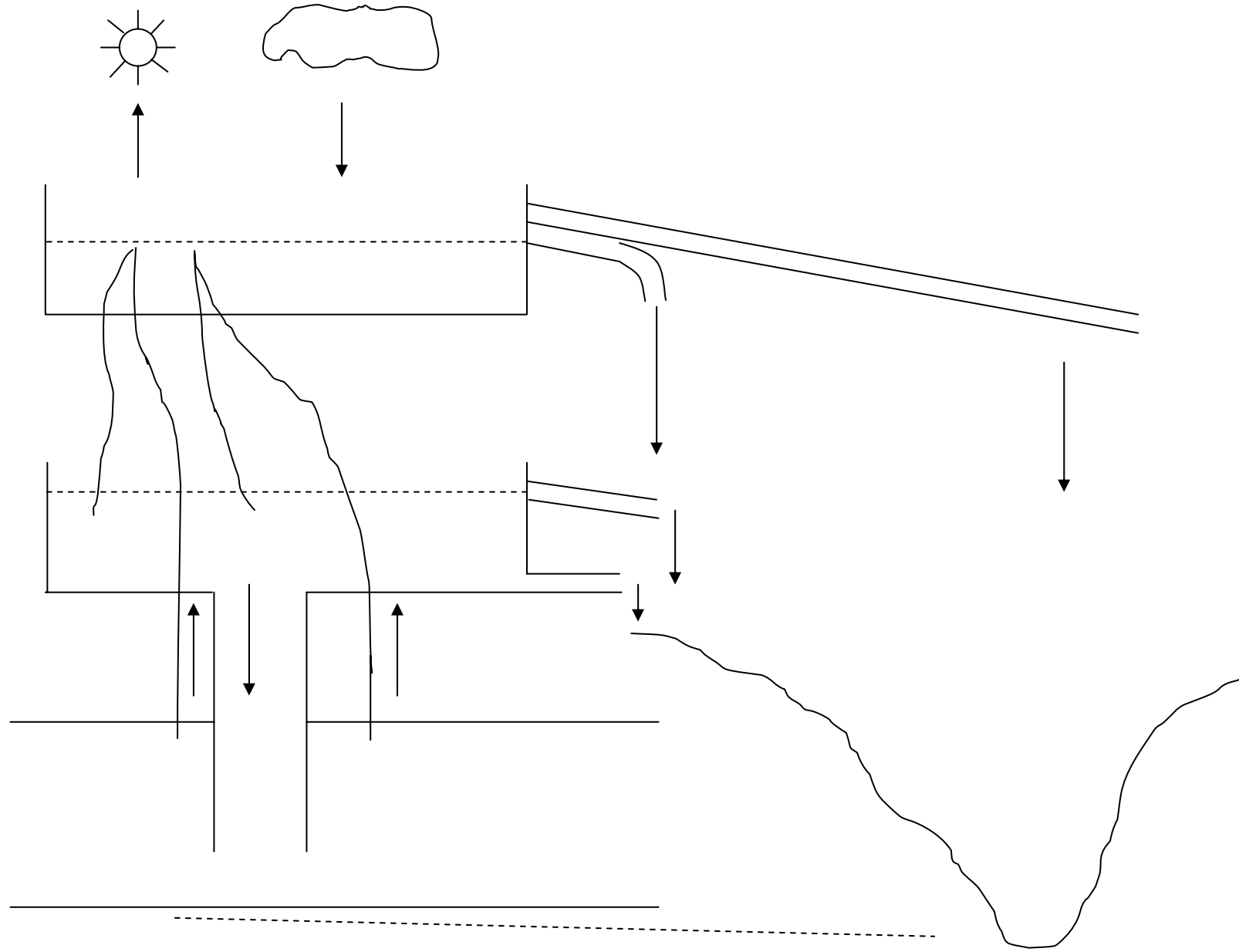


Fig. 9.21: Diagrama conceptual del modelo Sacramento [4]

El escurrimiento de superficie puede ocurrir solo cuando el valor de humedad excede la suma del valor de percolación y el valor del interflujo máximo. De allí que, la cantidad del escurrimiento de superficie varía con el valor de humedad y el grado de sequedad de las varias zonas.

En la zona inferior, la humedad contenida luego del mojado y drenaje es referida al almacenaje de tensión de agua zona baja (LZTWS). La humedad disponible para el drenaje como flujo de base es referida al almacenaje de agua libre zona baja (LZFWS). La humedad en LZFWS es contenida en dos diferentes compartimientos: (1) almacenaje primario, que simula el flujo de base de drenaje lento, y (2) almacenaje suplementario, que simula el flujo de base de drenaje rápido. Estos dos almacenajes se llenan simultáneamente desde el agua percolada pero drenan independientemente a diferentes valores, permitiendo la simulación de la recesión de agua subterránea.

La humedad en LZTWS es la que demanda partículas de suelo seca cuando la humedad del frente mojado alcanza esa profundidad. Antes de que se llene LZTWS, una fracción del agua percolada va a LZFWS. Cuando LZTWS está lleno, la percolación continua es dividida entre los volúmenes primario y suplementario de LZFWS. El agua disponible para entrar estos almacenajes es distribuida entre ellos en respuesta a sus deficiencias de humedad relativa. Este proceso de percolación en el modelo Sacramento sigue el patrón observado de movimiento de humedad a través del manto del suelo, incluyendo la formación y las características de transmisión del frente mojado. La transferencia de la humedad desde el almacenaje de la zona superior al almacenaje de la zona inferior está basada en la computación de la demanda de percolación de una zona inferior (LZPD). Cuando el almacenaje de la zona inferior es llenado, el valor de percolación es igual al valor de drenaje. Este valor de drenaje limitante es computado como la suma de los productos de cada uno de los dos almacenajes de agua libre de zona inferior (primario y suplementario) y sus respectivos coeficientes de deplección.

$$PBASE = (LZFM_s)(LZSK) + (LZFM_p)(LZPK) \quad \text{Fórmula 9.32}$$

En la cual PBASE = valor de drenaje limitante de la acción combinada de LZFWS primario y suplementario, LZFM_s = volumen máximo suplementario LZFWS, LZSK = coeficiente de deplección de almacenaje suplementario, LZFM_p = volumen máximo primario LZFWS, y LZPK = coeficiente de deplección de almacenaje primario.

El uso de los tres volúmenes de almacenaje de agua libre, uno en la zona superior y dos en la zona baja, permiten la generación de una amplia variedad de curvas de recesión y son generalmente consistentes con las características del flujo de corriente observado.

Área impermeable variable

Una porción de agua que entra a la cuenca se asume como que es depositada en áreas impermeables ya sea directamente conectadas o adyacentes al sistema del canal y se vuelve flujo de canal. Esta porción es definida por dos parámetros que representan sus valores mínimos y máximos. El área actual usada en la computación varía entre dos límites como una función de cantidad de agua en almacenaje.

Evaporación y evapotranspiración

El PET puede ser computado a partir de las variables meteorológicas o mediciones de pan evaporación. La curva de demanda de evapotranspiración es un producto de la PET computada y un coeficiente de ajuste estacional que refleja el tipo de vegetación y valor de crecimiento.

Para áreas cubiertas por agua de superficie, la evaporación es computada al valor potencial. Para áreas de manta de superficie no cubiertas con agua, la evapotranspiración es una función del valor potencial y el volumen y distribución del almacenaje de agua en tensión. Como la manta de suelo

seca a partir de la evapotranspiración, la humedad es separada de la zona superior al valor potencial multiplicada por la carga proporcional de UZTWS.

En la zona baja, la evapotranspiración toma lugar al valor de potencial insatisfecho (fracción de evapotranspiración potencial insatisfecha por evapotranspiración de la zona superior) multiplicada por la relación (radios) de contenidos a la capacidad del almacenaje de agua en tensión. Si la evapotranspiración ocurre a un valor tal que la relación de contenidos a la capacidad de almacenaje de agua libre excede la relación de contenidos a la capacidad de almacenaje de agua en tensión, la humedad es transferida desde el almacenaje de agua libre al almacenaje de agua en tensión, y las cargas relativas son balanceadas en orden de mantener un perfil de humedad consistente. Dependiendo de las condiciones de la cuenca, una fracción de agua libre la zona baja puede ser considerada estar por debajo de la zona raíz, y por ello no disponible para tales transferencias.

Corriente de flujo

La corriente de flujo es el resultado de la precipitación de procesamiento a través de una representación de la manta de suelo superior y de las zonas bajas. Este algoritmo produce escurrimiento de cinco maneras:

1. Escurrimiento directo desde áreas impermeables variables.
2. Escurrimiento de superficie debido a la precipitación que ocurre a un valor más rápido que la percolación y el interflujo puede tomar lugar, cuando ambos UZTWS y UZFWS están llenos
3. El interflujo resultante del drenaje lateral de UZFWS
4. Flujo de base suplementario que se origina en el drenaje lateral del LZFWS suplementario.
5. Base de flujo primario que se origina en el drenaje lateral desde LZFWS primario.

Los primeros dos tipos cuentan ampliamente para el escurrimiento de superficie, mientras que los tres tipos restantes cuentan para escurrimiento de subsuperficie (interflujo y flujo de base).

Componentes del modelo

Las características del escurrimiento son una función de el valor de precipitación y las condiciones de humedad del suelo. El modelo representa la cuenca como un grupo de volúmenes de almacenajes de capacidades especificadas, que contienen agua temporariamente y que retrocede gradualmente a medida que sus contenidos son agotados por evapotranspiración, percolación o drenaje lateral. Los componentes básicos del modelo se muestran en forma esquemática en la figura 9-22.

Técnica computacional

El movimiento de humedad a través de la manta del suelo es un proceso continuo. El valor del flujo a varios puntos es una función del valor de abastecimiento y contenidos de varios almacenajes. Para un intervalo de tiempo, todas las computaciones de humedad están basadas en la asunción de que el movimiento de humedad es definido por las condiciones al inicio del intervalo de tiempo. El intervalo de tiempo es configurado internamente de modo que los cambios en el almacenaje de agua son mantenidos dentro de los 5mm.

Parámetros del modelo

El componente suelo-humedad del modelo Sacramento, exclusivo de la curva de demanda de evapotranspiración, involucra 17 parámetros. La curva de demanda de evapotranspiración puede ser definida por una serie de 12 ordenadas o por una fórmula de 5 parámetros. La función de distribución temporal, que convierte los volúmenes de escurrimiento a un hidrograma de descarga

está basada en una unidad hidrográfica, y en algunas aplicaciones, una función de direccionamiento del canal.

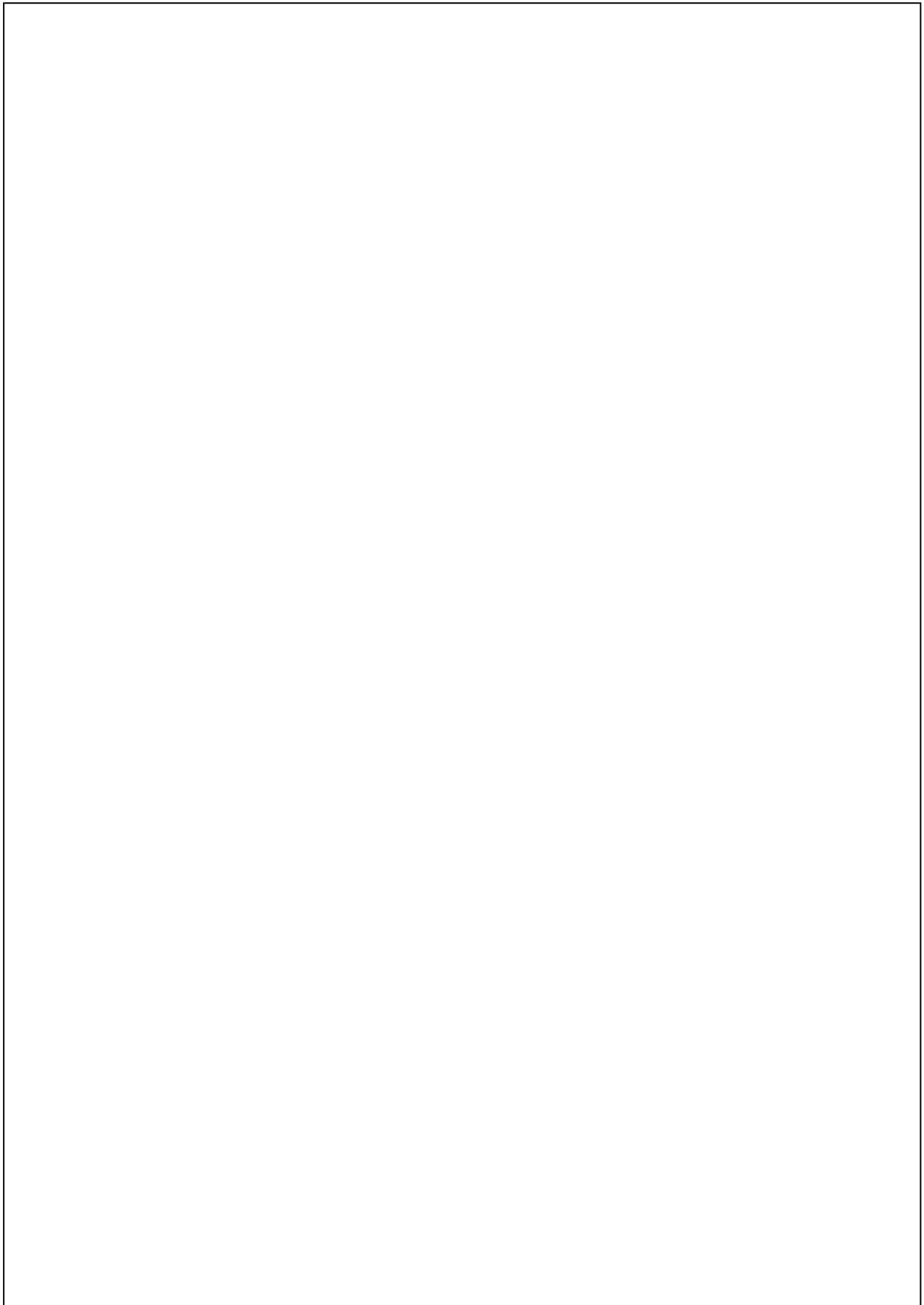


Fig. 9.22: Esquema del Modelo Sacramento [16]

Modificaciones del NWSRFS

El modelo original Sacramento aplica la unidad hidrográfica a las liberaciones de flujo desde los tres primeros almacenajes. Los componentes de flujo de las dos zonas inferiores fueron agregados al flujo del canal en el período de tiempo en el cual fueron liberados de la zona inferior. En la versión del Sistema de Proyecto-Servicio Meteorológico Nacional de Río (NWSRFS, la unidad hidrográfica es aplicada a la suma de todos los cinco componentes de flujo.

La versión NWSRFS requiere un intervalo de tiempo de entrada y salida de 6 horas. Aunque un intervalo de tiempo más pequeño puede ser usado internamente para incrementar la exactitud, las computaciones son acumuladas por un período de 6 horas y usadas con una unidad hidrográfica de 6 horas.

Calibración del modelo

El Servicio Meteorológico Nacional usa una combinación de técnicas manuales y automáticas para la calibración del modelo. La calibración manual consiste en ajustes subjetivos a los parámetros del modelo sobre las bases de las características específicas de la salida del modelo previo. Las técnicas de calibración automática son aquellas en las cuales los valores de los parámetros del modelo son ajustadas basadas en los cambios en el valor de una función de error elegida.

Un buen grupo de parámetros puede ser usualmente obtenido por métodos naturales. Sin embargo, el procedimiento es arduo y requiere un considerable juicio. Los métodos automáticos, por el otro lado, son simples de usar y más rápidos, aunque tienen algunas desventajas. Entre ellos están (1) dependencia completa en la función de error, (2) fallo para lograr una solución óptima debido a la no convergencia del algoritmo de optimización, y (3) fallo para reconocer el efecto de perturbación simultánea de un grupo de parámetros. Lo peor que puede ocurrir es que la optimización automática pueda degenerar en una curva idónea, produciendo un grupo de parámetros que puedan adaptarse a los datos de calibración razonablemente bien pero que sean físicamente irreales.

En principio, los procedimientos de calibración manual y automática son aplicables. En la práctica, es mejor usar primero una calibración manual y luego seguir con una calibración automática luego de que se ha obtenido una adaptación inicial por medio manual. El largo de la base de datos requerida para la calibración del modelo es una función de las características meteorológicas del desagüe y la cantidad de actividad hidrológica durante el período de registro.

Típicamente de 8 a 10 y de datos son requeridos para adecuar la calibración del modelo.