

### 3. HIDROGRAMA DE UNA CUENCA UNITARIA

#### 3.1. Introducción

Los métodos hidrometeorológicos se basan en la simulación hidrológica del proceso lluvia - escorrentía en la cuenca objeto del estudio, para lo cual el primer paso es la determinación del grado de desagregación espacial requerido en su tratamiento.

La consideración de una cuenca única o de un conjunto de subcuencas, tramos de cauce y nudos de conexión (Figura 3.1), es función fundamentalmente de la homogeneidad espacial que presenten las características de escorrentía y las tormentas de la región en cuanto a su distribución espacial y temporal. Un elevado grado de detalle en la desagregación espacial debe estar justificado por una alta heterogeneidad de los elementos anteriores que impida el uso de valores medios, o bien por la necesidad de estudiar en detalle el efecto de unas determinadas infraestructuras situadas en el interior de la cuenca.

En el caso de una cuenca única, la necesidad de estimar el hidrograma completo o bien sólo el caudal máximo ( $Q_{max}$ ) vendrá a su vez determinada por la finalidad del estudio: para el diseño de un sistema de drenaje o un encauzamiento suele ser suficiente la evaluación del  $Q_{max}$ , mientras el análisis del aliviadero de una presa, u otro elemento con un apreciable grado de laminación, requerirá el cálculo del hidrograma completo, sobre el que se centra el presente capítulo.

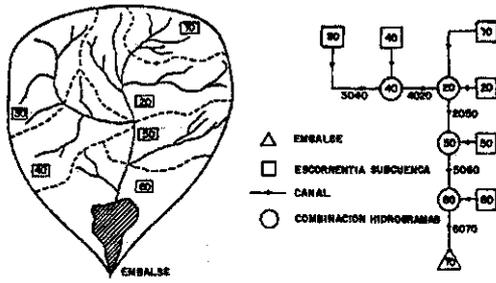
El análisis del proceso lluvia-escorrentía en situación de crecida, para una cuenca única, realiza la simulación de los siguientes procesos:

- Obtención de la parte de lluvia que genera escorrentía superficial: lluvia neta. Estos métodos tienen por finalidad la estimación de la función *producción* de escorrentía.
- Obtención del hidrograma de escorrentía superficial mediante la definición del hidrograma unitario de la cuenca y la posterior aplicación de la transformación lineal correspondiente, esto es la estimación de la función *distribución* de la escorrentía. El hidrograma unitario, en ausencia de datos adecuados, suele basarse en hidrogramas sintéticos y fórmulas empíricas para estimar sus parámetros.

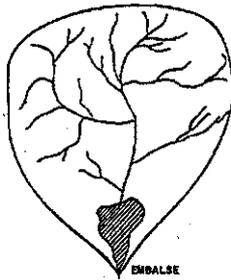
#### 3.2. Estimación de la lluvia neta

La parte de lluvia que no interviene en la formación de la escorrentía superficial se denomina "pérdidas" e incluye la intercepción por la vegetación, el almacenamiento en las depresiones del suelo y la infiltración. Las pérdidas por evapotranspiración, que son importantes en el proceso lluvia - escorrentía a largo plazo, son despreciables en el análisis de la mayoría de las crecidas.

La infiltración, generalmente el factor más importante de las pérdidas, es función principalmente del tipo y condiciones de la cobertura vegetal, de las propiedades físicas del suelo (incluido su contenido de humedad) y de la duración e intensidad de la lluvia.



CUENCA COMPUESTA



CUENCA UNITARIA

Fig. 3.1.—Consideración de una cuenca hidrológica como unitaria o compuesta

La velocidad, a la cual el agua puede penetrar en el suelo depende en gran medida de las condiciones de la superficie del terreno, e incluso con suelos muy permeables, una delgada capa superior impermeabilizada por deposición de finos puede conducir a una baja infiltración. Por otra parte, el agua no puede infiltrarse a largo plazo a una velocidad mayor que la transmisividad del terreno saturado situado debajo. Y por último, la capacidad de almacenamiento del suelo, que depende de la porosidad, el espesor y la humedad del suelo, es básica en los mo-

mentos iniciales de la tormenta, aunque una vez alcanzada la saturación, la infiltración sea igual a la permeabilidad del estrato inferior.

Los métodos más empleados en la evaluación de las pérdidas y la obtención de la lluvia neta son los propuestos por Horton (1940), Holtan (1971) y el Soil Conservation Service (S.C.S., 1972), junto con formulaciones más simples como la de pérdidas inicial y constante en el tiempo. Estos métodos que son descritos a continuación presentan características específicas que se comparan en la siguiente tabla:

| METODO              | UNIDADES  | FUNCION DEL TIEMPO O DE LA HUMEDAD | CONSIDERACION DEL ALMACENAMIENTO EN SUPERFICIE | ESTIMACION DE PARAMETROS A PARTIR DE CARACTERISTICAS REGIONALES |
|---------------------|-----------|------------------------------------|--|---|
| Inicial y constante | mm y mm/h | ---                                | X  | Difícil   |
| Horton              | mm/h      | tiempo                             |  | Aceptable   |
| Holtan              | mm/h      | humedad                            |  | Aceptable   |
| S.C.S.              | mm        | humedad                            | X  | Buena   |

### 3.2.1. Método de Horton

La formulación de Horton es una de las más empleadas en hidrología y asume que la capacidad de infiltración decrece a lo largo del tiempo hasta alcanzar un valor más o menos constante siguiendo la siguiente expresión:

$$\frac{df}{dt} = -k(f - f_c) \quad (3.1)$$

donde  $f$  es la tasa de infiltración (mm/h),  $f_c$  el valor límite de infiltración, sólo función del suelo y  $k$  la constante de proporcionalidad que depende del tipo de suelo y del contenido inicial de humedad.

Las condiciones iniciales, indican que cuando  $t = 0$ ,  $f = f_0$ , lo que permite integrar la ecuación (3.1) y conduce a:

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt} \quad (3.2)$$

Definiendo  $F = \int_0^t f(x) dx$  y asumiendo como condición inicial que para  $t = 0$ ,  $F = 0$  resulta

$$F = f_c t + \frac{1}{k} (f_0 - f_c) [1 - e^{-kt}] \quad (3.3)$$

Este modelo, representado en la Figura 3.2, es sencillo y se ajusta bien a los datos experimentales, pero plantea dificultades para la estimación de los parámetros  $f_0$ ,  $f_c$  y  $k$  que sólo pueden llevarse a cabo por ajuste a datos registrados:

En teoría,  $f_c$  debe ser constante para un suelo dado, pero algunos trabajos demuestran que los ajustes mejoran si el valor varía de unas tormentas a otras, lo que parece indicar que este modelo se ajusta mejor a las observaciones porque tiene más parámetros y no sólo porque represente adecuadamente el proceso.

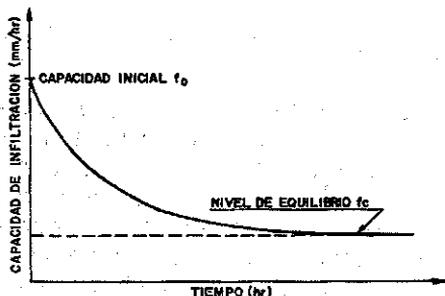


Fig. 3.2.-Modelo de Horton

### 3.2.2. Método de Holtan

Esta metodología asume que la capacidad de infiltración sobre un valor mínimo constante es directamente proporcional al volumen de poros no saturados que existen en el suelo elevado a algún exponente. Esto es:

$$f - f_c = K_a \cdot A \cdot V_p^b \quad (3.4)$$

siendo:

$f$ : tasa de infiltración (mm/h)  
 $f_c$ : valor límite de infiltración (mm/h)

coincidente con la tasa de percolación

$K_a$ : factor del ciclo agrícola variando entre 0 (mínimo crecimiento) y 1 (máximo crecimiento)

$V_p$ : volumen de poros no saturados existentes en el suelo expresado en volumen por unidad de área (mm)

$A$ : tasa de infiltración mm/h por cada mm<sup>2</sup> de volumen de poros disponible

$b$ : exponente

Evidentemente, la infiltración va disminuyendo, acercándose al límite  $f_c$ , conforme la humedad del suelo aumenta y por tanto se reduce el volumen de poros no saturados.

El proceso físico de llenado y vaciado de los poros del suelo sigue la siguiente expresión:

$$V_{p_t} = V_{p_{t-1}} + f_c \Delta t - \left( \frac{f_t + f_{t-1}}{2} \right) \Delta t \quad (3.5)$$

siendo  $\Delta t$  el intervalo de tiempo considerado e indicando los subíndices  $t-1$  y  $t$  la situación en el instante inicial y final de dicho intervalo. En esta expresión, se observa como el volumen de poros no saturados en el suelo se incrementa con la percolación de agua saliente hacia el acuífero y como se reduce por la entrada del agua de infiltración.

Conociendo los valores de volumen de poros e infiltración al comienzo de cada período de tiempo ( $V_{p_{t-1}}$  y  $f_{t-1}$ ) la ecuación (3.5) y la (3.4) particularizada en el tiempo  $t$  permiten calcular secuencialmente la evolución de dichas variables.

Los parámetros del modelos son  $f_c$ ,  $K_a$ ,  $A$ ,  $b$  y el valor inicial de  $V_p$  que es el más difícil de estimar, pues requiere determinar previamente el espesor de suelo que controla el proceso, y el estado de humedad previo.

### 3.2.3. Pérdidas inicial y uniforme

En esta aproximación al proceso de obtención de lluvia neta, se asume que

toda la lluvia es descontada, hasta que se satisfacen las "pérdidas iniciales" y a partir de este momento se descuentan unas pérdidas a un ritmo constante (mm/h). Aunque simplifica el fenómeno físico, su gran sencillez hace que sea frecuentemente empleada.

### 3.2.4. Método del Soil Conservation Service (S.C.S.)

El método del S.C.S. es ampliamente utilizado por su facilidad para estimar sus parámetros a partir de datos edafológicos y de vegetación. En el caso español es especialmente interesante pues en él está basada la actual norma de drenaje de carreteras (MOPU, 1990). El S.C.S. asume la existencia de un umbral de escorrentía ( $P_0$ ), por debajo del cual las precipitaciones no provocan escorrentía. Este valor actúa como una intercepción inicial antes de evaluar que parte de ésta escurre superficialmente ( $E$ ) y que parte es retenida ( $R$ ), según se muestra en la Figura 3.3.

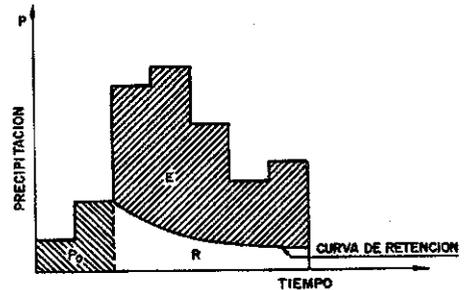


Fig. 3.3.-Relación entre precipitación ( $P$ ) y escorrentía ( $E$ )

La ecuación básica que define la relación precipitación escorrentía en este método es la siguiente:

$$\frac{R}{S} = \frac{E}{P - P_0} \quad (3.6)$$

siendo  $S$  la máxima retención posible.

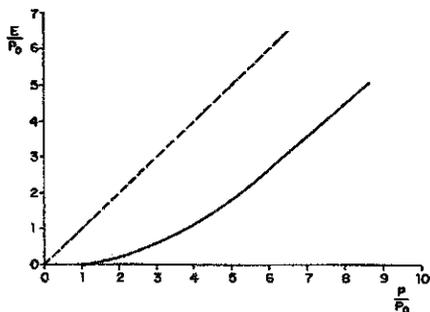


Fig. 3.4.-Ley adimensional precipitación (P) escorrentía (E)

La retención en cada instante se define con la expresión:

$$R = (P - P_0) - E \quad (3.7)$$

Sustituyendo la ecuación (3.7) en (3.6) resulta:

$$\frac{(P - P_0) - E}{S} = \frac{E}{P - P_0} \quad (3.8)$$

y despejando E conduce a:

$$E = \frac{(P - P_0)^2}{(P - P_0) + S} \quad (3.9)$$

resultando de los análisis empíricos realizados por el S.C.S. la siguiente relación entre  $P_0$  y S:

$$P_0 = 0.2 S \quad (3.10)$$

La sustitución de la expresión (3.10) en la relación (3.9) permite obtener:

$$E = \frac{(P - 0.2 S)^2}{P + 0.8 S} \quad (3.11)$$

o bien:

$$E = \frac{(P - P_0)^2}{P + 4 P_0} \quad (3.12)$$

según se exprese en función de  $P_0$  o de S.

La relación (3.12) puede expresarse en forma adimensional dividiendo por  $P_0$  con lo que resulta:

$$\frac{E}{P_0} = 0 \quad \text{si} \quad \frac{P}{P_0} \leq 1 \quad (3.13)$$

$$\frac{E}{P_0} = \frac{(P/P_0 - 1)^2}{P/P_0 + 4} \quad \text{si} \quad \frac{P}{P_0} > 1$$

según se representa en la Figura 3.4.

La relación descrita, queda en función de un único parámetro  $P_0$  (o bien S), cuyo valor el S.C.S. propuso que fuera estimado a través de la relación:

$$P_0 = \frac{5000}{CN} - 50 \quad (3.14)$$

siendo CN el "número de curva del S.C.S" y estando expresado  $P_0$  en mm.

El número de curva (CN) - valor entero variando entre 0 y 100 - está unívocamente relacionado con el umbral de escorrentía  $P_0$  mediante la expresión (3.14), por lo que es indistinto utilizar uno u otro concepto.

La formulación original del S.C.S. está desarrollada a partir del número de curva, que presenta la ventaja de su carácter adimensional. Por contra, el concepto de umbral de escorrentía es más intuitivo y va a ser empleado de forma preferente en el resto del apartado, de acuerdo con los trabajos que quedan reflejados en la actual normativa de drenaje transversal de carreteras (MOPU, 1990)

El valor del umbral de escorrentía ( $P_0$ ) en una determinada cuenca, y para condiciones dadas de humedad, es función de:

- capacidad de infiltración del suelo

Tabla 3.1  
Valores medios del parámetro Po (mm)

| Uso de la tierra                                   | Pendiente % | Características hidrológicas | Grupo de suelo |    |    |    |
|--|-------------|------------------------------|----------------|----|----|----|
|  |             |                              | A              | B  | C  | D  |
| Barbecho   | ≥ 3         | R                            | 15             | 8  | 6  | 4  |
|  |             | N                            | 17             | 11 | 8  | 6  |
|  | < 3         | R/N                          | 20             | 14 | 11 | 8  |
| Cultivos en hilera                                 | ≥ 3         | R                            | 23             | 13 | 8  | 6  |
|  |             | N                            | 25             | 16 | 11 | 8  |
|  | < 3         | R/N                          | 28             | 19 | 14 | 11 |
| Cereales de invierno                               | ≥ 3         | R                            | 29             | 17 | 10 | 8  |
|  |             | N                            | 32             | 19 | 12 | 10 |
|  | < 3         | R/N                          | 34             | 21 | 14 | 12 |
| Rotación de cultivos pobles                        | ≥ 3         | R                            | 26             | 15 | 9  | 6  |
|  |             | N                            | 28             | 17 | 11 | 8  |
|  | < 3         | R/N                          | 30             | 19 | 13 | 10 |
| Cereales de invierno                               | ≥ 3         | R                            | 37             | 20 | 12 | 9  |
|  |             | N                            | 42             | 23 | 14 | 11 |
|  | < 3         | R/N                          | 47             | 25 | 16 | 13 |
| Praderas   | ≥ 3         | Pobre                        | 24             | 14 | 8  | 6  |
|  |             | Media                        | 53             | 23 | 14 | 9  |
|  |             | Buena                        | 70             | 33 | 18 | 13 |
|  | Muy buena   | 80                           | 41             | 22 | 15 |    |
|  | < 3         | Pobre                        | 58             | 25 | 12 | 7  |
|  |             | Media                        | 80             | 35 | 17 | 10 |
| Buena  |             | 120                          | 55             | 22 | 14 |    |
| Muy buena  | 250         | 100                          | 25             | 16 |    |    |
| Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal | ≥ 3         | Pobre                        | 62             | 28 | 15 | 10 |
|  |             | Media                        | 80             | 34 | 19 | 14 |
|  |             | Buena                        | 100            | 42 | 22 | 15 |
|  | < 3         | Pobre                        | 75             | 34 | 19 | 14 |
|  |             | Media                        | 95             | 42 | 22 | 15 |
|  |             | Buena                        | 150            | 80 | 25 | 16 |
| Masas forestales (bosques, monte bajo, etc.)       |             | Muy clara                    | 40             | 17 | 8  | 5  |
|  |             | Clara                        | 60             | 24 | 14 | 10 |
|  |             | Media                        | 75             | 34 | 22 | 16 |
|  |             | Espesa                       | 90             | 47 | 31 | 23 |
|  |             | Buena                        | 120            | 65 | 43 | 33 |
| Rocas permeables                                   | ≥ 3         |                              |                | 3  |    |    |
|  | < 3         |                              |                | 5  |    |    |
| Rocas impermeables                                 | ≥ 3         |                              |                | 2  |    |    |
|  | < 3         |                              |                | 4  |    |    |

- uso del suelo y actividades agrarias
- pendiente del terreno

Una intensa labor experimental ha permitido al S.C.S. definir el valor del número de curva (CN) a partir de las características anteriormente indicadas para condiciones medias de humedad del complejo suelo-vegetación. La utilización de la expresión (3.14) permite definir los valores del umbral de escorrentía ( $P_o$ ) según se muestra en la

Tabla 3.1 adjunta obtenida a partir de los originales del S.C.S., y reproducida de la normativa española anteriormente indicada.

Estos valores deben modificarse para tener en cuenta el estado previo de humedad en el suelo. El S.C.S. define tres condiciones: tipo II (medio), tipo I (seco) y tipo III (húmedo), según se indica en la Tabla 3.2:

Tabla 3.2  
Condiciones de humedad del S.C.S.

Precipitación total (mm) en los cinco días anteriores

| Condición  | Estación de latencia | Estación de crecimiento |
|------------|----------------------|-------------------------|
| I seco     | $PT \leq 13$         | $PT \leq 36$            |
| II medio   | $13 \leq PT \leq 28$ | $36 \leq PT \leq 53$    |
| III húmedo | $PT \geq 28$         | $PT \geq 53$            |

Las condiciones para los valores de  $P_o$  dados en la Tabla 3.1 anterior, corresponden a un estado medio de humedad (Tipo II) y las condiciones de

paso, se adjuntan en la siguiente Tabla 3.3 obtenida a partir de la propuesta por el S.C.S. expresada originariamente en número de curva (CN)

Tabla 3.3.  
Equivalencia de valores de  $P_o$  entre distintas condiciones de humedad

| Po (mm)<br>Condición II | Po (mm) correspondientes |               |
|-------------------------|--------------------------|---------------|
|                         | Condición I              | Condición III |
| 3                       | 7                        | 0,5           |
| 6                       | 14                       | 1             |
| 9                       | 21                       | 2             |
| 13                      | 29                       | 3             |
| 17                      | 38                       | 5             |
| 21                      | 48                       | 7             |
| 27                      | 61                       | 10            |
| 33                      | 75                       | 13            |
| 41                      | 93                       | 17            |
| 50                      | 112                      | 21            |
| 61                      | 135                      | 27            |
| 75                      | 167                      | 33            |
| 93                      | 213                      | 41            |
| 117                     | 283                      | 50            |

### 3.3. Hidrograma de escorrentía superficial

#### 3.3.1. Componentes del hidrograma

Un hidrograma representa la evolución del caudal a lo largo del tiempo y es obtenido normalmente por medio del registro continuo de niveles (limnigrama) y su posterior transformación mediante la correspondiente curva de gasto.

El caudal del hidrograma está constituido por cuatro elementos: a) escorrentía superficial, b) caudal base, c) interflujo y d) lluvia sobre el propio cauce según se indica en la Figura 3.5. El interflujo, parte del agua de lluvia que vuelve a aparecer en el cauce después de infiltrar y sin haber percolado al acuífero, y la lluvia sobre el propio cauce son valores pequeños que normalmente pueden ser despreciados en el análisis del hidrograma. El caudal base, agua que procede del acuífero después de haberlo alimentado por percolación, si bien puede llegar a ser importante (especialmente en volumen) tiene un interés secundario respecto a la escorrentía superficial en situación de crecidas y suele evaluarse de forma simplificada.

La recesión subterránea, evolución del caudal base sin nuevos aportes de lluvia, sigue la ley:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (3.15)$$

siendo  $\alpha$  la constante de descarga del acuífero [ $T^{-1}$ ],  $Q_0$  el caudal inicial y  $Q_t$  el caudal circulante en un período de tiempo  $t$ . Tomando logaritmos en la expresión anterior se observa claramente como la curva de recesión es una línea recta (de pendiente  $\alpha$ ) si representamos los caudales en escala logarítmica.

En este hecho, están basados los métodos habituales de separación de

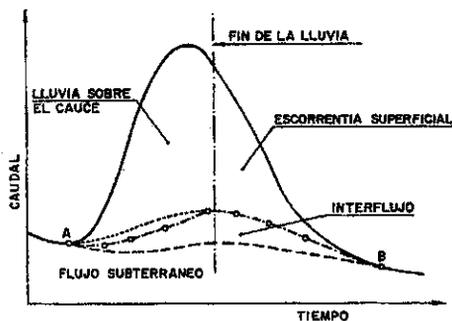


Fig. 3.5.—Componentes del hidrograma

las componentes superficial y subterránea de los hidrogramas. Estos métodos son aproximados y parcialmente subjetivos como se observa en el ejemplo de la Figura 3.6, con el que se ilustran dos de estas técnicas.

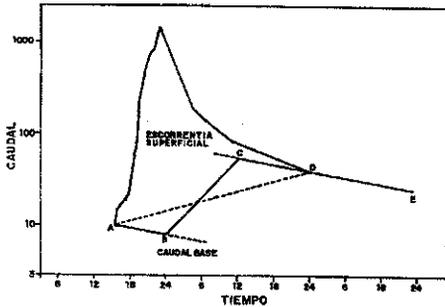
Los métodos de análisis que van a ser desarrollados a continuación se refieren exclusivamente al hidrograma de escorrentía superficial, y por tanto, la componente subterránea en caso de tener importancia, deberá ser:

- descontada antes de efectuar el análisis de los hidrogramas observados
- sumada a los hidrogramas calculados para obtener el hidrograma real

En España, donde las avenidas suelen ser muy violentas y los caudales de base muy reducidos, el análisis de la componente subterránea no suele tener una gran trascendencia.

#### 3.3.2. Tiempos característicos

La ley de salida de la escorrentía superficial por el punto de desagüe de la cuenca presenta un retraso respecto a la de su entrada como hidrograma neto. Este retraso mide el tiempo de respuesta de la cuenca y tiene una enorme influencia en la evaluación de caudales puesto que, simplificando el



- a) Curva AD: comienzo escorrentía superficial - punto arbitrario de la rama de recesión.  
 b) Curva ABCD: extensión de las ramas de recesión hasta el tiempo de punta (B) y un punto arbitrario (C).

Fig. 3.6.-Ejemplo de separación de la componente subterránea en escala logarítmica

enómeno, estos caudales serán inversamente proporcionales a dicho tiempo de respuesta.

Esta importancia se ve acentuada por la gran variedad de definiciones y de fórmulas empíricas existentes que conduce a que estimaciones del orden del doble o la mitad de una dada sean relativamente frecuentes.

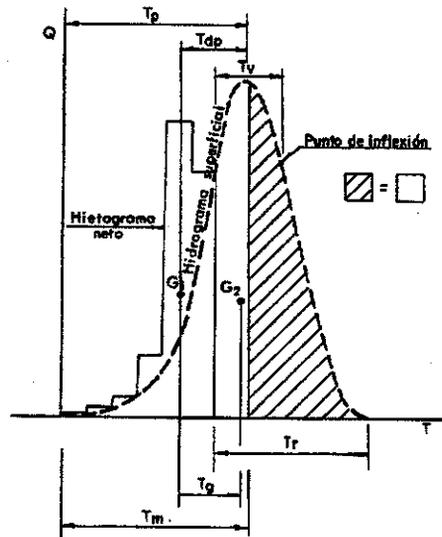
Es conveniente en primer lugar, clasificar los principales tiempos característicos considerados en la bibliografía técnica. Relacionados con el hietograma neto sobre una cuenca y su correspondiente hidrograma de escorrentía superficial se definen (Figura 3.7) los siguientes conceptos:

- Tiempo de recesión ( $T_r$ ): transcurrido desde el final del hietograma neto hasta el final de la escorrentía superficial.
- Tiempo de demora ( $T_d$ ): separa los centros de gravedad de los hietogramas netos y del hidrograma de escorrentía superficial.
- Tiempo de viaje ( $T_v$ ): transcurrido desde el final del hietograma neto hasta el punto de inflexión del hidrograma de escorrentía superficial en

que se considera que empieza el vaciado de la cuenca.

- Tiempo de punta ( $T_p$ ): transcurrido desde el comienzo del hietograma neto hasta el instante en que se produce el máximo valor de caudal.
- Tiempo de desfase de la punta ( $T_{dp}$ ): existente entre el centro de gravedad del hietograma neto y el tiempo en que se produce el máximo valor del caudal.
- Tiempo mediano ( $T_m$ ): transcurrido entre el inicio del hietograma neto y el instante en que el hidrograma superficial ha desaguado la mitad de su volumen.

Es importante resaltar que sólo los tres primeros conceptos ( $T_r$ ,  $T_d$ ,  $T_v$ ) son básicamente intrínsecos a la cuenca, mientras que el resto depende



- $T_r$  = TIEMPO DE RECESION  
 $T_d$  = TIEMPO DE DEMORA  
 $T_v$  = TIEMPO DE VIAJE  
 $T_p$  = TIEMPO DE PUNTA  
 $T_{dp}$  = TIEMPO DE DESFASE DE LA PUNTA  
 $T_m$  = TIEMPO MEDIANO

Fig. 3.7.-Tiempos característicos

además del hietograma neto considerado, y sólo tiene sentido como parámetros de la cuenca bajo ciertas hipótesis como son las incluidas en la metodología del hidrograma unitario según se indicará posteriormente.

Sin embargo, el tiempo característico más habitualmente utilizado en hidrología es el tiempo de concentración ( $T_c$ ) que suele definirse como:

- Tiempo necesario para que, con una lluvia neta uniforme, la totalidad de la cuenca contribuya al hidrograma de escorrentía superficial.
- Tiempo que tarda en salir por el punto de desagüe la última gota de escorrentía superficial, debida a la lluvia neta caída en un instante dado.

El primer concepto corresponde a la idea de tiempo de equilibrio y el segundo al de tiempo de recorrido generalmente más empleado ya que pocas tormentas tienen una duración suficiente como para que sea operativo el primer concepto.

La relación entre el tiempo de concentración ( $T_c$ ) y los tiempos de viaje ( $T_v$ ) y tiempo de recesión ( $T_r$ ) no es clara y existen trabajos identificándolo con uno o con otro (Viessman y otros, 1989). La identificación entre  $T_c$  y  $T_r$  viene justificada por la propia definición del tiempo de concentración, pero el período de tiempo  $T_r - T_v$  está más relacionado con el vaciado del volumen almacenado en la cuenca que con el tiempo de recorrido propiamente dicho.

Debido a este hecho, se recomienda ser especialmente cuidadoso en la estimación del tiempo de concentración, que no debe ser separado del método de cálculo para el que se emplea y en el que puede ser equivalente tanto a  $T_v$  como a  $T_r$ .

En cualquier caso, tanto la obtención del  $T_c$  basada en el concepto hi-

dráulico de tiempo de recorrido como en las relaciones entre hietograma neto e hidrograma de escorrentía superficial plantean dificultades (Mc Cuen, 1984). Los basados en las características físicas de la red de drenaje: sección transversal, rugosidad, pendiente y longitud deben asumir una expresión simple (habitualmente la fórmula de Manning) y unos valores medios y constantes, incluso para el radio hidráulico. Los que trabajan con datos de lluvia y escorrentía tienen que asumir las incertidumbres inherentes al cálculo previo de la lluvia neta y la escorrentía superficial.

Estos procedimientos de cálculo a partir de datos adecuados, se complican en los casos habituales de escasa información, en los que sólo pueden emplearse fórmulas empíricas obtenidas tras el estudio de determinadas cuencas experimentales. Dichas fórmulas deben emplearse con gran precaución y ello por un doble motivo:

- la definición del tiempo característico utilizado en la obtención de la fórmula puede no coincidir con la asumida en el método de cálculo empleado.
- la utilización de fórmulas obtenidas en cuencas de características muy diferentes a la de estudio, puede llevar a resultados incorrectos, sobre todo si el flujo predominante, por cauce definido o no ("channel-flow" o "land-flow"), es de distinto tipo.

Esta situación refuerza a la imposibilidad de separar una fórmula empírica de estimación de tiempo característico del procedimiento de cálculo en el que se utiliza. Por ello, no va a realizarse aquí un inventario de estas fórmulas, sino que serán referidas en cada uno de los métodos posteriormente expuestos.

### 3.3.3. Hidrograma unitario

La teoría del hidrograma unitario, introducida por Sherman (1932), es la más utilizada para transformar el hietograma neto en hidrograma de escorrentía superficial de la cuenca. El hidrograma unitario de una cuenca se define como la escorrentía superficial resultante de una lluvia neta de 1 mm. repartida uniformemente sobre dicha cuenca y con una distribución constante a lo largo de un determinado intervalo de tiempo.

Es incorrecto describir un hidrograma unitario sin especificar la duración  $D$  de la lluvia neta que lo produce. En este sentido, un hidrograma unitario de  $D$  horas se define como la escorrentía superficial provocada por una lluvia de 1 mm repartida uniformemente a lo largo de la duración  $D$  y por tanto con una intensidad constante de  $1/D$  mm/h.

La aplicación del hidrograma unitario está basada en la hipótesis de que el sistema lluvia neta - escorrentía es un sistema lineal invariante en el tiempo, por lo que cumple los principios siguientes:

- Constancia del tiempo base: la duración de la escorrentía superficial correspondiente a lluvias de la misma duración es constante e independiente de la precipitación.
- Proporcionalidad: dos chubascos de intensidad neta uniforme y la misma duración, pero volúmenes distintos, producen caudales proporcionales a dichos volúmenes.
- Superposición: la distribución temporal de la escorrentía superficial de un período dado, es independiente de la escorrentía concurrente de otros períodos.

Estos principios permiten obtener, conocido el hidrograma unitario de  $D$  horas, el hidrograma correspondiente a una lluvia cualquiera, sin más que

descomponerla en intervalos de tiempo de duración  $D$ , según indica la siguiente expresión:

$$Q(i) = \sum_{j=1}^i (i - j + 1) \quad U(j) \quad (3.16)$$

siendo:

$i$  = intervalo de cálculo correspondiente al tiempo  $i \times D$  horas

$U(j)$  = valor (m<sup>3</sup>/seg) del hidrograma unitario de  $D$  horas correspondiente al tiempo  $j \times D$  horas

$l(i)$  = lluvia neta (mm) comprendida entre los tiempos  $(i-1) \times D$  horas e  $i \times D$  horas

$Q(i)$  = caudal resultante (m<sup>3</sup>/seg) en el tiempo  $i \times D$  horas

La anterior expresión corresponde al sumatorio de los hidrogramas producidos por cada uno de los intervalos considerados de lluvia neta constante, obtenidos a partir de los respectivos hidrogramas unitarios multiplicados por el valor correspondiente de lluvia aplicando los 3 principios básicos ya indicados según se ilustra en la Figura 3.8.

La aplicación de estos mismos principios permite obtener el hidrograma unitario correspondiente a duraciones de lluvia neta distintas de la inicial. Por ejemplo, a partir de un hidrograma unitario de 1 hora se puede obtener el correspondiente a 2 horas, sin más que sumar los hidrogramas de 1 hora, desfasados una hora entre ellos y dividir el resultado por dos como se indica en la Figura 3.9. En este caso se ha distribuido la lluvia de 1 hora a lo largo de un período de 2 horas.

Con este procedimiento, denominado de "desfase" se pueden modificar los hidrogramas unitarios para conseguir los correspondientes a otras duraciones, pero siempre asumiendo la restricción de que sólo pueden obtenerse duraciones múltiplos de una dada inicial.

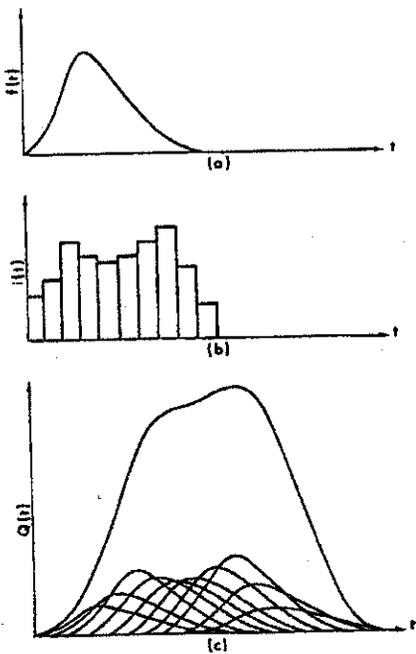


Fig. 3.8.—Obtención del hidrograma de escorrentía mediante el hidrograma unitario: A) Hidrograma unitario. B) Hidrograma neto. C) Convolución hidrograma resultante

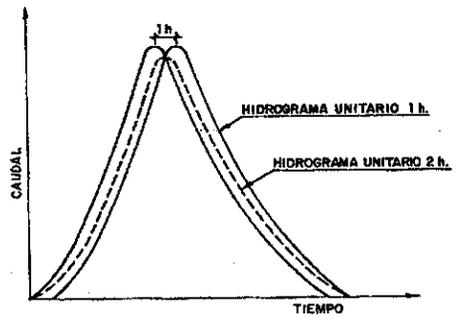


Fig. 3.9.—Variación de la duración  $D$  mediante "desfase"

Esta limitación se supera con el empleo del denominado hidrograma en S, definido como aquel obtenido para una lluvia neta uniforme de intensidad unidad ( $1 \text{ mm/h}$ ) y duración indefinida sobre la cuenca. El hidrograma en S, a diferencia del hidrograma unitario no depende por tanto de la duración considerada.

Su forma es la típica curva con forma de S monótona creciente y que se estabiliza para  $t = T_c$ . Para su obtención, basta superponer infinitos hidro-

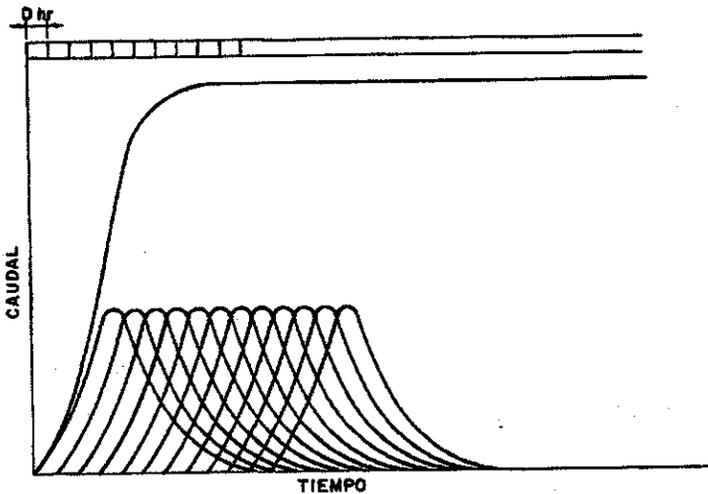


Fig. 3.10.—Obtención del hidrograma en S