



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES ARAGÓN



**“CONSIDERACIONES TEÓRICAS PARA EL ESTUDIO DEL
ESCURRIMIENTO EN CUENCAS GRANDES”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO CIVIL

PRESENTA:

JULIO ISRAEL HERNÁNDEZ MORENO

ASESOR: ING. VALENTE TORRES ORTIZ
CIUDAD NEZAHUALCÓYOTL, ESTADO DE MÉXICO
2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

DEDICATORIA

A MI FAMILIA, DEDICO LA PRESENTE TESIS COMO AGRADECIMIENTO AL APOYO BRINDADO DURANTE ESTOS AÑOS DE ESTUDIO Y COMO RECONOCIMIENTO DE GRATITUD POR MI FORMACION PROFESIONAL, HERENCIA MAS VALIOSA QUE PUDIERA RECIBIR, QUIERO SIENTAN QUE EL OBJETIVO LOGRADO TAMBIEN ES DE USTEDES EN ESPECIAL A MI MADRE.

AGRADECIMIENTO

A LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, A LA FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES ARAGÓN Y EN ESPECIAL A MI ASESOR DE TESIS EL ING. VALENTE TORRES ORTIZ POR SU TIEMPO, ORIENTACION, SABIDURIA Y PACIENCIA QUE TUVO CONMIGO PARA REALIZAR EL TRABAJO.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	5
INTRODUCCIÓN	8
1 Capítulo I. Precipitación	10
1.1 Definición	10
1.2 Conceptos básicos	11
1.3 Formación de precipitaciones	14
1.4 Tipos de precipitación	15
1.5 Medida de las precipitaciones	20
1.5.1 Medida pluviométricas	20
1.5.2 Dificultades de Medición	20
1.5.3 Pluviógrafo	21
1.6 Análisis de datos de lluvia	22
1.6.1 Precipitación media en la cuenca	22
2 Capítulo II. Escurrimiento	33
2.1 Generalidades	33
2.1.1 Fuentes de los diferentes tipos de escurrimiento	35
2.1.2 Ciclo del escurrimiento	36
2.1.3 Factores que afectan al escurrimiento	39
2.2 Medición del escurrimiento	45
2.2.1 Método de la sección de control	48
2.2.2 Método de la sección pendiente	48

2.2.3	Método de velocidad.....	49
2.3	Análisis de datos de escurrimiento.....	50
2.3.1	Curva elevación-gasto.....	50
2.4	Obtención del gasto máximo.....	51
2.4.1	Métodos estadísticos.....	51
3	Capítulo III. Aforo de corrientes.....	54
3.1	Importancia y motivos para el aforo de corrientes.....	54
3.1.1	Factores que pueden afectar el caudal de un río.....	55
3.2	La curva de descarga.....	56
3.3	Métodos de aforo empleados para determinar el caudal.....	57
3.3.1	Tuberías.....	58
3.3.2	Conductos abiertos.....	60
3.4	Análisis de información hidrométrica.....	66
3.4.1	La curva de duración.....	67
3.4.2	La curva de masa.....	69
4	Capítulo 4. Hidrograma.....	73
4.1	El Hidrograma Típico.....	74
4.1.1	Separación en el hidrograma.....	75
4.2	El Hidrograma Unitario.....	78
4.2.1	Definición.....	78
4.3	Principio de superposición.....	80
4.4	Obtención de los H.U.....	82
4.5	La Curva S.....	84
4.5.1	Aplicación de los H.U.....	87
4.6	Hidrogramas Unitarios Sintéticos.....	87

4.7	Hidrograma unitario sintético.....	90
5	Capítulo V. Escurrimiento en cuencas grandes	98
5.1	Características de las cuencas	98
5.1.1	Cuenca hidrográfica.....	98
5.1.2	Características fisiográficas	101
5.1.3	Características geomorfológicas.....	104
5.1.4	Clasificación de los ríos	107
5.2	Aplicación del hidrograma unitario en cuencas grandes	109
	CONCLUSIONES.....	115
	BIBLIOGRAFÍA	117

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	Ejemplos de Pluviograma y Hietograma para el mismo periodo de medición. Fuente: Chereque Morán (2000).....	13
Figura 2	Precipitaciones convectivas. Fuente: Linsly (1997).....	16
Figura 3	Precipitaciones orográficas. Fuente: Linsly (1997).....	17
Figura 4	Precipitaciones ciclónicas. Fuente: Linsly (1997).....	19
Figura 5	Distribución de las áreas aferentes según los polígonos de Thiessen. Chereque (2000)	24
Figura 6	Distribución y cálculo de la precipitación con Isoyetas. Chereque (2000).....	26
Figura 7	Precipitación acumulada en la estación analizada y la estación de referencia. Fuente: Goyal (2016).....	29
Figura 8	Curvas altura de precipitación-área-duración. Fuente: Goyal (2016).....	31
Figura 9	Curvas altura de precipitación-área-duración. Fuente: Goyal (2016).....	32
Figura 10	Diagrama del escurrimiento. Fuente: Maderey Rascón (2005)	34

Figura 11 Tipo de corriente según recargue al manto freático (influyente) o se alimente del manto freático (efluente). Fuente: Maderey Rascón (2005).....	38
Figura 12 Ejemplos de hidrogramas. Fuente: Aparicio Ramírez (1992).....	46
Figura 13 Curva de elevación-gasto. Fuente: Chereque Morán (2000)	51
Figura 14 Métodos de aforo según la clasificación por tuberías, estructuras y conductos abiertos. Fuente: García Rodríguez (1999).....	58
Figura 15 Nube de concentración elemental y meseta. Fuente; García Rodríguez (1999).....	59
Figura 16 Método de los orificios. Fuente: García Rodríguez (1999).....	61
Figura 17 Medición de la altura en el caudal. Fuente: Marbello Pérez (2013).....	63
Figura 18 Curva de duración. Fuente: Chereque Morán (2000).....	67
Figura 19 Comparación de dos corrientes. Fuente: Chereque Morán (2000)	68
Figura 20 Capacidad de embalse. Fuente: Chereque Morán (2000)	71
Figura 21 Causal regulado. Fuente: Chereque Morán (2000).....	72
Figura 22 Caudales medios y caudales picos. Fuente: Chereque Moran (2000)..	74
Figura 23 El hidrograma típico. Fuente: Chereque Moran (2000)	75
Figura 24 Separación en el hidrograma. Fuente: Chereque Moran (2000)	76
Figura 25 Métodos de separación. Fuente: Chereque Moran (2000).....	77
Figura 26 Hidrograma unitario. Fuente: Robinson (2017).	79
Figura 27 Principio de proporcionalidad. Fuente: Robinson (2017).....	80
Figura 28 Principio de superposición. Fuente: Robinson (2017).	81
Figura 29 Obtención del H.U. Fuente: Robinson (2017).	83
Figura 30 Promedio de dos H. U. Fuente: Robinson (2017).	84
Figura 31 La curva S. Fuente: Chereque Moran (2000).....	85
Figura 32 Aplicación de la curva S. Fuente: Chereque Moran (2000).....	86
Figura 33 Aplicación de los H. U. Fuente: Chereque Moran (2000).....	88
Figura 34 Hidrograma unitario sintético de Snyder. Fuente: Reyes Chávez (2014).	92
Figura 35 Tiempo de retardo de acuerdo a Snyder. Fuente: Reyes Chávez (2014).	93

Figura 36 Gráfico de ajuste de Snyder. Fuente: Reyes Chávez (2014).	96
Figura 37 Gráfico final de Snyder. Fuente: Reyes Chávez (2014).	97
Figura 38. Gráfico de una cuenca y su delimitación hidrográfica. Fuente: Robinson (2017).....	98
Figura 39 División de la cuenca según la red de drenaje. Fuente: Robinson (2017)	101
Figura 40 Patrones de drenaje en una cuenca. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015).....	108
Figura 41 Características de las corrientes. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015)	109
Figura 42 Perfil del cauce del río la H, Querétaro. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015).....	111
Figura 43 Curva hipsométrica del río Cihuatlán, Colima. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015).....	113
Figura 44 Curva de frecuencias altimétricas del río Cihuatlán, Colima. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015).....	114

INTRODUCCIÓN

La hidrología a menudo se define como la ciencia que aborda las propiedades físicas, la ocurrencia y el movimiento del agua en la atmósfera, en la superficie y en la corteza externa de la tierra. Esta es una definición algo controvertida ya que hay cuerpos de ciencia individuales dedicados al estudio de varios elementos contenidos en esta definición. La meteorología, la oceanografía y la geohidrología, entre otras, son típicas. Para el diseñador de carreteras, el foco principal de la hidrología es el agua que se mueve en la superficie de la tierra y, en particular, la parte que finalmente cruza las arterias de transporte (es decir, los cruces de la corriente de la autopista). Un interés secundario es proporcionar drenaje interior para carreteras, áreas medianas e intercambios.

Los hidrólogos han estado estudiando el flujo o la escorrentía del agua sobre la tierra durante muchas décadas, y se han propuesto algunas teorías bastante sofisticadas para describir el proceso. Desafortunadamente, la mayoría de estos intentos han sido solo parcialmente exitosos, no solo por la complejidad del proceso y los muchos factores interactivos involucrados, sino también por la naturaleza estocástica de la lluvia, el deshielo y otras fuentes de agua. Los hidrólogos han definido la mayoría de los factores y parámetros que influyen en la escorrentía superficial. Sin embargo, para muchos de estos factores de escorrentía superficial, las descripciones funcionales completas de sus efectos individuales existen solo en forma empírica. Su análisis cualitativo requiere una gran cantidad de datos de campo, coeficientes determinados empíricamente y buen juicio y experiencia.

Mediante la aplicación de los principios y métodos de la hidrología moderna, es posible obtener soluciones que sean funcionalmente aceptables y que sirvan de base para el diseño de estructuras de drenaje de autopistas. El propósito es presentar algunos de estos principios, técnicas y explicar sus usos mediante ejemplos ilustrativos.

Para lograr este cometido, la tesis se ha dividido en cinco capítulos. En el primero de ellos se describen las definiciones y conceptos básicos del fenómeno de precipitación. De la misma forma, se explican los tipos de precipitaciones y los métodos y técnicas requeridos para su medición y análisis.

En el capítulo dos se aborda el tema de escurrimiento; se describe su ciclo y los factores que le afectan. Igualmente, se hace mención de los métodos de medición a partir de su sección de control, sección pendiente y velocidad. Dentro de los métodos de análisis presentamos la curva de elevación-gasto, y métodos estadísticos.

El aforo de corrientes es tratado en el capítulo tres. Se parte de algunos principios básicos que recalcan la relevancia de realizar este aforo y los factores que afectan al caudal. Asimismo, se muestran métodos de aforo empleados en el aforo como lo son las tuberías y conductos abiertos. El análisis de la información hidrométrica se aborda con la curva de duración y la curva de masa.

En el capítulo cuatro se trata con detalle el hidrograma, el cual es descrito bajo su clasificación en hidrograma típico y unitario. Por medio del principio de superposición es posible mencionar cómo se obtiene la curva S y la correspondiente aplicación de los hidrogramas unitarios.

Finalmente, en el capítulo cinco es sobre el escurrimiento en cuencas grandes. El contenido de este apartado se centra en las características generales de las cuencas y su sistematización en cuencas hidrológicas y fisiográficas. Al terminar se muestra una aplicación de hidrograma unitario en cuencas grandes.

1 Capítulo I. Precipitación

1.1 Definición

Chereque define la precipitación como: “toda forma de humedad que, originándose en las nubes, llega hasta la superficie terrestre, en forma de lluvias, granizadas, nevadas y otras formas”¹.

Por otro lado, Goyal² indica que: “La precipitación es el agua que cae de la atmósfera en forma líquida o sólida. Es el resultado de la condensación de humedad en la atmósfera debido al enfriamiento de un paquete de aire”. La causa más común de enfriamiento es la elevación dinámica o adiabática del aire. La elevación adiabática significa que una determinada porción de aire se eleva con el enfriamiento resultante y la posible condensación en pequeñas gotas de nubes. Si estas gotas se fusionan y adquieren un tamaño suficiente para vencer la resistencia del aire, se produce una precipitación de alguna forma.

Así, la precipitación se define como el agua aportada al terreno en forma de líquido, sólido (nieve, granizo) y vapor. Las nubes están formadas por corpúsculos o gotitas de agua con un diámetro medio de 0.02 mm. Estos corpúsculos se mantienen en el aire mientras su tamaño no aumente. Los mecanismos de aumento de tamaño son³:

- a) El proceso de coalescencia directa. Este mecanismo consiste en la unión de multitud de gotitas formando las gotas de lluvia (0.5 – 2.5 mm) debido al choque de dichas gotitas a causa de la atracción electrostática existente entre ellas.
- b) El proceso de condensación del vapor. En este caso las gotas aumentan de tamaño debido a la condensación del vapor producida sobre la superficie de las gotas que constituyen la nube. La condensación también puede producirse cuando existen gotas a diferente temperatura o cuando existen gérmenes higroscópicos del cloruro sódico, ya que la tensión de vapor disminuye.

¹ Chereque Morán, W. (2000) Hidrología para estudiantes de ingeniería civil. Perú: Universidad Pontificia.

² Goyal, M. (2016). Engineering hydrology. New York: PHI Learning Pvt. Ltd.

³ Rami Reddy, J. (2005). A Text Book of Hydrology. London: Firewall Media.

Se engloba dentro del término precipitación a todas las aguas meteóricas que caen sobre la superficie de la tierra, tanto bajo la forma líquida como sólida (nieve, granizo). Estos diversos tipos de precipitaciones son normalmente medidos sin efectuar su discriminación por medio de su equivalente en agua.

La precipitación es el origen de todas las corrientes superficiales y profundas, por lo cual su cuantificación y el conocimiento de su distribución, en el tiempo y en el espacio, se constituyen en problemas básicos para la hidrología.

El hidrólogo necesita considerar la precipitación en relación con los límites geográficos naturales del terreno donde incide, o sea, las cuencas de los cauces hídricos superficiales. En ellas tratará de dar solución cuantitativa a la ecuación del balance hidrológico:

$$A=P-E \pm \Delta S$$

Donde:

A es la aportación al cauce

P la precipitación media

E la evapotranspiración media

ΔS la variación del almacenamiento en la cuenca

1.2 Conceptos básicos

Para el estudio de las precipitaciones ocurridas en un determinado instante existen una serie de parámetros y representaciones gráficas que sirven para analizar las evoluciones y distribuciones de las mismas. En primer lugar se definirán los parámetros necesarios para realizar dicho análisis y posteriormente se estudiarán las diversas representaciones y sus aplicaciones.

Concepto de aguacero: Se define aguacero el conjunto de lluvias asociadas a una misma perturbación meteorológica, aunque también tiene la acepción de período de fuerte lluvia⁴.

Intensidad de lluvia⁵: Anteriormente se definió la intensidad como la cantidad de lluvia precipitada P por unidad de tiempo en un intervalo de tiempo:

Ecuación 1

$$i = \frac{\Delta P}{\Delta t}$$

La intensidad de lluvia es un parámetro muy importante en el dimensionamiento de alcantarillas o en el de los aliviaderos de una presa en el caso de carecer de datos de aforos.

La Ecuación 2 define la intensidad media de lluvia. En el caso de considerar un intervalo de tiempo infinitesimal, la intensidad de lluvia se define como instantánea y se calcula mediante la siguiente expresión

Ecuación 2

$$i = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta P}{\Delta t} = \frac{dP}{dt}$$

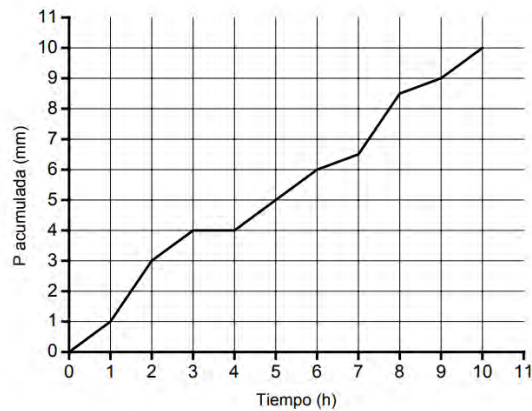
Pluviograma e hietograma⁶: El pluviograma se definió como la representación de las alturas de lluvia acumuladas con respecto al tiempo. El hietograma es la gráfica en la que se representa las intensidades de lluvia con respecto al tiempo. En un aguacero las intensidades de lluvia varían a lo largo del mismo, dichas intensidades se pueden obtener a partir del pluviograma representando las pendientes de las tangentes trazadas al pluviograma con respecto al tiempo. Generalmente en el hietograma se representan intensidades medias en intervalos de tiempo, por lo que la forma del hietograma es escalonada.

⁴ Chereque Morán, W. (2000) Hidrología para estudiantes de ingeniería civil. Perú: Universidad Pontificia.

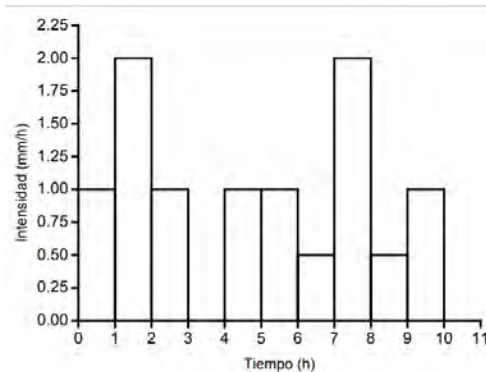
⁵ *Ibíd*

⁶ *Ibíd*

En la Figura 1 se representa un pluviograma y el hietograma correspondiente. Se puede comprobar que las intensidades se han obtenido dividiendo los intervalos de precipitaciones horarias por una hora. Así, por ejemplo, la intensidad producida entre la primera y la segunda hora del aguacero se ha obtenido dividiendo el valor del incremento de la precipitación acumulada del pluviograma ($3 \text{ mm} - 1 \text{ mm} = 2 \text{ mm}$) y el incremento de tiempo (1 hora). En consecuencia, la intensidad obtenida es 2 mm/h , tal y como se refleja en el hietograma correspondiente⁷.



Pluviograma



Hietograma

Figura 1 Ejemplos de Pluviograma y Hietograma para el mismo periodo de medición. Fuente: Chereque Morán (2000)

La unidad de la intensidad suele ser mm/h , aunque en el estudio de tormentas de corta duración la intensidad se expresa en mm/min . Si de un pluviograma correspondiente a un determinado aguacero, y para un intervalo dado, se toma la

⁷ Chereque Morán, *Op. Cit.*

mayor altura de precipitación producida en dicho intervalo se obtiene la intensidad media máxima, que será mayor cuanto menor sea el intervalo:

Ecuación 3

$$i = \frac{\Delta P_{\max}}{\Delta t}$$

La importancia de este valor estriba en que, a igualdad de intensidad, las lluvias que originan mayor caudal en un determinado punto son aquellas cuya duración es, al menos, igual al tiempo de concentración de la cuenca.

1.3 Formación de precipitaciones

La humedad siempre está presente en la atmósfera, aún en los días sin nubes. Para que ocurra la precipitación, se requiere algún mecanismo que enfríe el aire lo suficiente para que llegue de esta manera al, o cerca del, punto de saturación.

Los enfriamientos de grandes masas, necesarios para que se produzcan cantidades significativas de precipitación, se logran cuando ascienden las masas de aire. Este fenómeno se lleva a cabo por medio de sistemas convectivos o convergentes que resultan de radiaciones desiguales las cuales producen calentamiento o enfriamiento de la superficie de la tierra y la atmósfera, o por barreras orográficas. Sin embargo, la saturación no conlleva necesariamente la precipitación.

Así, la precipitación es cualquier forma de humedad que llega a la superficie terrestre, ya sea lluvia, nieve, granizo, niebla, rocío, etc. Formación de las precipitaciones

Los elementos necesarios para la formación de las precipitaciones son:

- Humedad atmosférica.
- Radiación solar.
- Mecanismos de enfriamiento del aire

- Presencia de núcleos higroscópicos para que haya condensación.

El proceso de formación, de acuerdo a Linsley⁸, se puede resumir como sigue:

- a) El aire húmedo de los estratos bajos es calentado por conducción
- b) El aire húmedo se torna más leve que el de su alrededor y experimenta una ascensión adiabática.
- c) El aire húmedo se expande y se enfría a razón de 1°C por cada 100 m (expansión adiabática seca) hasta llegar a una condición de saturación para llegar a la condición de condensación.
- d) Las gotas de agua se forman cuando la humedad se condensa en pequeños núcleos higroscópicos.
- e) Dichas gotas quedan en suspensión y crecen por diversos motivos hasta que por su peso precipitan. Existen dos procesos de crecimiento de las gotas:
 - 1) Coalescencia. Es el aumento de las gotas por choque con otras.
 - 2) Difusión de vapor. Encuentro de capas supersaturadas (difusión de vapor de agua) con aquellas en las que ya existen gotas de agua, adquiriendo estas últimas mayor tamaño.

1.4 Tipos de precipitación

Los tipos de precipitación se pueden describir en cuatro⁹:

a) Precipitaciones convectivas. Se da cuando las masas de aire bajas se calientan acompañadas de vientos fríos superiores. Esto ocasiona una descompensación muy grande de fuerzas de empuje y de flotación, generando corrientes ascendentes de aire húmedo que al ir ascendiendo llegan a la presión de saturación y el vapor se condensa rápidamente. Los movimientos generados

⁸ Linsley, R. (1997). Hidrología para ingenieros. Bogotá: McGraw-Hill.

⁹ Goyal, M. *Op. Cit.*

en este fenómeno dan lugar a una rápida coalescencia de las gotas de agua. Las tormentas generadas de esta forma son las culpables del denominado *flash flood*.

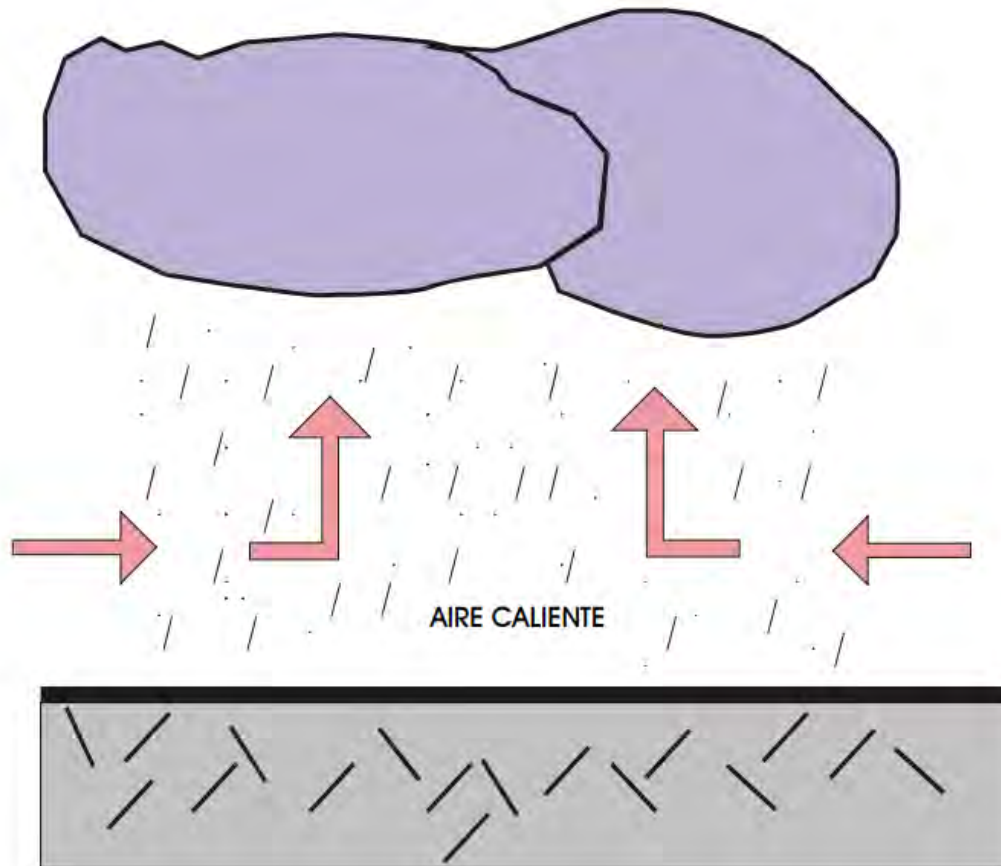


Figura 2 Precipitaciones convectivas. Fuente: Linsly (1997)

b) Precipitaciones orográficas. Cuando corrientes de aire húmedo que circula por los valles y choca contra las montañas. Este aire húmedo se ve forzado a ascender hacia estratos más altos. Es en ese momento que pueden chocar con estratos más fríos y secos ocasionando la condensación súbita del vapor de agua.

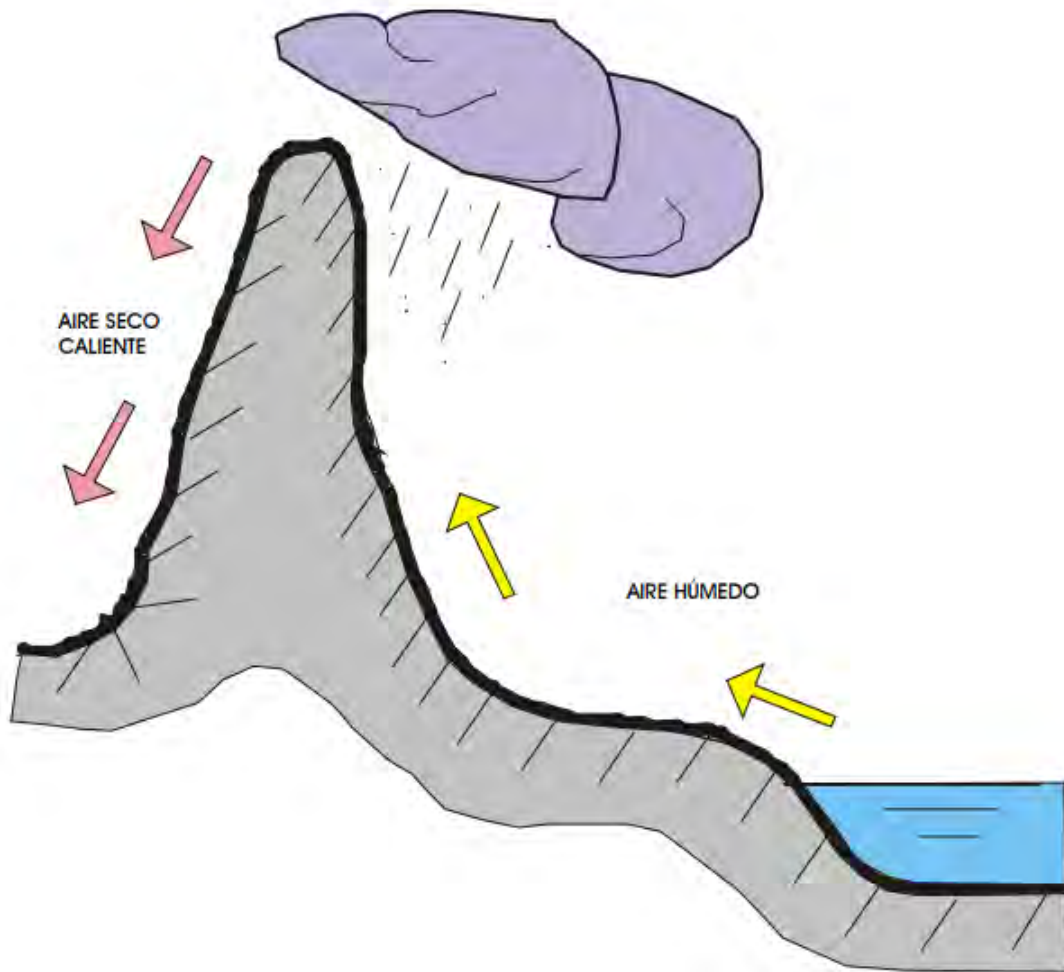


Figura 3 Precipitaciones orográficas. Fuente: Linsly (1997)

c) Precipitación por convergencia. Cuando dos masas de aire en movimiento y a diferente temperatura se chocan entre sí. Si una masa de aire frío se encuentra una masa de aire caliente, este tiende a ser desplazado hacia arriba formando un frente frío. Si en cambio es la masa de aire caliente en movimiento que se encuentra con una masa de aire frío, este tiende a moverse en una superficie inclinada formando un frente cálido.

d) Precipitación Ciclónica. Es la que resulta del levantamiento del aire que converge en un área de baja presión o centro ciclónico, pudiéndose presentar como precipitación frontal y no frontal.

La precipitación no frontal puede ocurrir en cualquier depresión barométrica, resultando el ascenso debido a la convergencia de masas de aire que tienden a rellenar la zona de baja presión.

La precipitación frontal resulta del levantamiento de aire cálido a un lado de una superficie frontal sobre aire más denso y frío; puede en consecuencia estar asociada a un frente frío o cálido.

Asimismo, tenemos la precipitación de frente caliente la cual se forma cuando el aire avanza hacia arriba sobre una masa de aire más frío. La magnitud del ascenso es relativamente baja puesto que la pendiente promedio de la superficie frontal es por lo general de 1:100 a 1:300. La precipitación puede extenderse de 300 a 500 km por delante del frente, y por lo general la lluvia resultante varía entre ligera a moderada y continúa hasta que termina el paso del frente.

Por otro lado, la precipitación de frente frío es de naturaleza corta y se forma cuando el aire cálido es obligado a subir por una masa de aire frío que está avanzando. Los frentes fríos se mueven más rápidamente que los calientes, y sus superficies frontales tienen pendientes que varían entre 1:50 y 1:150, es decir con mayor pendiente que los anteriores. En consecuencia, el aire cálido se eleva mucho más rápidamente en este tipo de frentes, y las intensidades de la precipitación son por lo general mucho mayores, frecuentemente de tipo tormentoso.

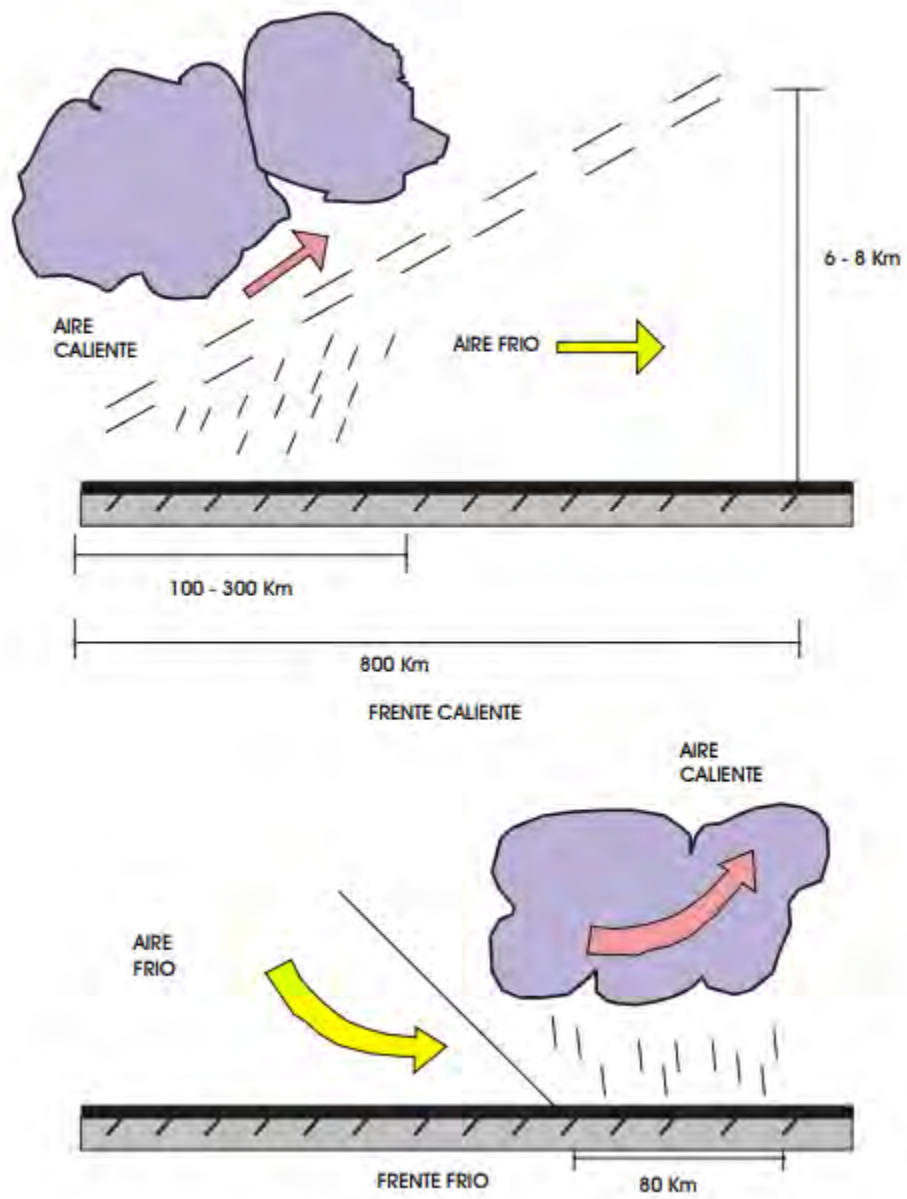


Figura 4 Precipitaciones ciclónicas. Fuente: Linsly (1997)

1.5 Medida de las precipitaciones

1.5.1 Medida pluviométricas

La lluvia se puede medir en términos de altura de agua pues consiste en la medida de un volumen por unidad de superficie. También se puede considerar como cuánta agua se puede acumular (mm) en una superficie determinada (m^2).

También se suele utilizar la medida de intensidad de precipitación y es la cantidad de agua que cae en una cierta área por unidad de tiempo. Es decir se está hablando de ($m^3/m^2/s$). Mide la velocidad con que fluye la lluvia o la velocidad con que se acumula la lluvia en un área determinada. Normalmente se mide en (mm/h). La intensidad caracteriza el evento ya sea de gran duración o de poca duración. Por ejemplo se puede caracterizar un evento como la lluvia caída en un día, o un mes o un año. Estas medidas caracterizan un territorio.

1.5.2 Dificultades de Medición

La medición correcta de la altura de agua precipitada, según fue definida en el apartado anterior, no resulta tan simple como pudiera parecer a primera vista, como consecuencia de las siguientes razones principales:

a) Cualquiera sea el dispositivo ideado para la medición, su sola presencia origina una perturbación aerodinámica que altera a su alrededor el “campo” de las precipitaciones, creando en su vecindad inmediata torbellinos que pueden afectar la cantidad de lluvia captada. Resulta pues esencial medir las precipitaciones con aparatos determinados, instalados y accionados según métodos estrictamente normalizados, a fin de obtener resultados que sean comparables, tanto como sea posible.

b) La presencia de viento, que puede acompañar a las precipitaciones e incidir (a veces notoriamente) sobre la cantidad de agua realmente captada.

c) La muestra que se obtiene para efectuar la medición es siempre extraordinariamente pequeña en relación al conjunto de la lluvia, que abarca

siempre una zona en extremo extensa comparada con la sección del instrumento de medición, y que en ocasiones se distribuye heterogéneamente en tal zona

A la fecha se han desarrollado una gran variedad de instrumentos para registrar la precipitación, pero los más comúnmente empleados en México son el pluviómetro estándar y el pluviógrafo.

Este tipo de instrumento se emplea generalmente para la medición de la altura de precipitación (hp) diaria; en México se acostumbra tomar las lecturas a las 8 de la mañana y tienen la peculiaridad de que son leídos manualmente.

La lluvia pasa por un colector con diámetro de 20 cm y llega a un tubo cilíndrico graduado, que está situado dentro del recipiente de vertido. El tubo graduado tiene un área transversal que es de un décimo de aquella del colector, con el propósito de que por cada milímetro de lluvia, se deposite un centímetro en el recipiente colector.

1.5.3 Pluviógrafo

Físicamente un Pluviógrafo es parecido a un pluviómetro, con la diferencia de que este aparato cuenta con un mecanismo que registra automáticamente la precipitación en intervalos de tiempo continuo. Existen tres tipos de Pluviógrafo de uso general:

Pluviógrafo de Balanza: Pesa el agua que cae en la cubeta situada sobre una báscula, el aumento en peso se registra en un papel especial. El registro muestra valores acumulados de precipitación.

Pluviógrafo a Cubeta Basculante: Este instrumento utiliza dos cubetas. La lluvia primero llena una de las cubetas con 0.1 mm de agua, la cual se desbalancea dirigiéndose el flujo del agua hacia la segunda balanza, este desequilibrio activa un circuito eléctrico, haciendo que una pluma produzca una marca sobre un papel colocado sobre un tambor giratorio.

Pluviógrafo de Flotado: Cuenta con una cámara que a su vez contiene un flotador que sube verticalmente a medida que el nivel de agua en la cámara

aumenta. Tal movimiento provoca que una pluma marque un papel. Con el fin de recolectar toda la lluvia que cae se utiliza un sifón para sacar el agua del medidor.

1.6 Análisis de datos de lluvia

1.6.1 Precipitación media en la cuenca

La precipitación como ya se ha mencionado, es la entrada principal a la unidad del sistema (cuenca) y la naturaleza aleatoria de ésta, hace que la predicción de los procesos hidrológicos resultantes como el escurrimiento para un tiempo futuro siempre este sujeto a un grado de incertidumbre aún mayor que predecir el comportamiento de estructuras o cualquier obra civil.

Tal grado de incertidumbre radica en la variación de la precipitación en el espacio y en el tiempo, pues ello obliga a requerir mediciones in situ y por ende, contar con registros puntuales para así poder contar posteriormente con un análisis estadístico, y para alcanzar tal meta, es necesario conocer la precipitación media en la cuenca en estudio. El cálculo de la precipitación media de una tormenta específica se podrá realizar mediante tres métodos:

a) Media aritmética

En este caso se obtiene una media aritmética de las precipitaciones medidas en las estaciones. En caso de que la diferencia de las precipitaciones de las distintas estaciones sea importante, y si las estaciones no están repartidas en la zona uniformemente, se pueden introducir grandes errores con este método. Por ello, se utilizan otros métodos más exactos como los que a continuación se describen.

b) Los polígonos de Thiessen

Para evaluar la lluvia sobre un área determinada se puede realizar mediante el uso de la posición relativa de los pluviómetros respecto del área. Si sólo hay un pluviómetro en la zona, el área de la cuenca puede estar representado por este pluviómetro. Sin embargo, es usual que en la zona en cuestión existan varios

pluviómetros para evaluar cuál es el valor de lluvia que se puede asociar al área en cuestión se utilizan muchos métodos; el método de la media aritmética, el método de los polígonos de Thiessen, el método del inverso de la distancia al cuadrado. Uno de los más utilizados es el método de los polígonos de Thiessen que describiremos a continuación.

Sea una cuenca de área A en la cual se encuentran en ella y alrededor de ella una cierta cantidad de pluviómetros y en cada pluviómetro se registra una cantidad de lluvia acumulada P_i . Los polígonos de Thiessen tratan de evaluar qué área de la cuenca le pertenece a cada pluviómetro. De esta manera se puede establecer una correspondencia de cada parte de la cuenca con un pluviómetro concreto. La cuestión es que se define el alcance del pluviómetro como la mitad de la distancia entre dos pluviómetros consecutivos. Vease la Figura 5.

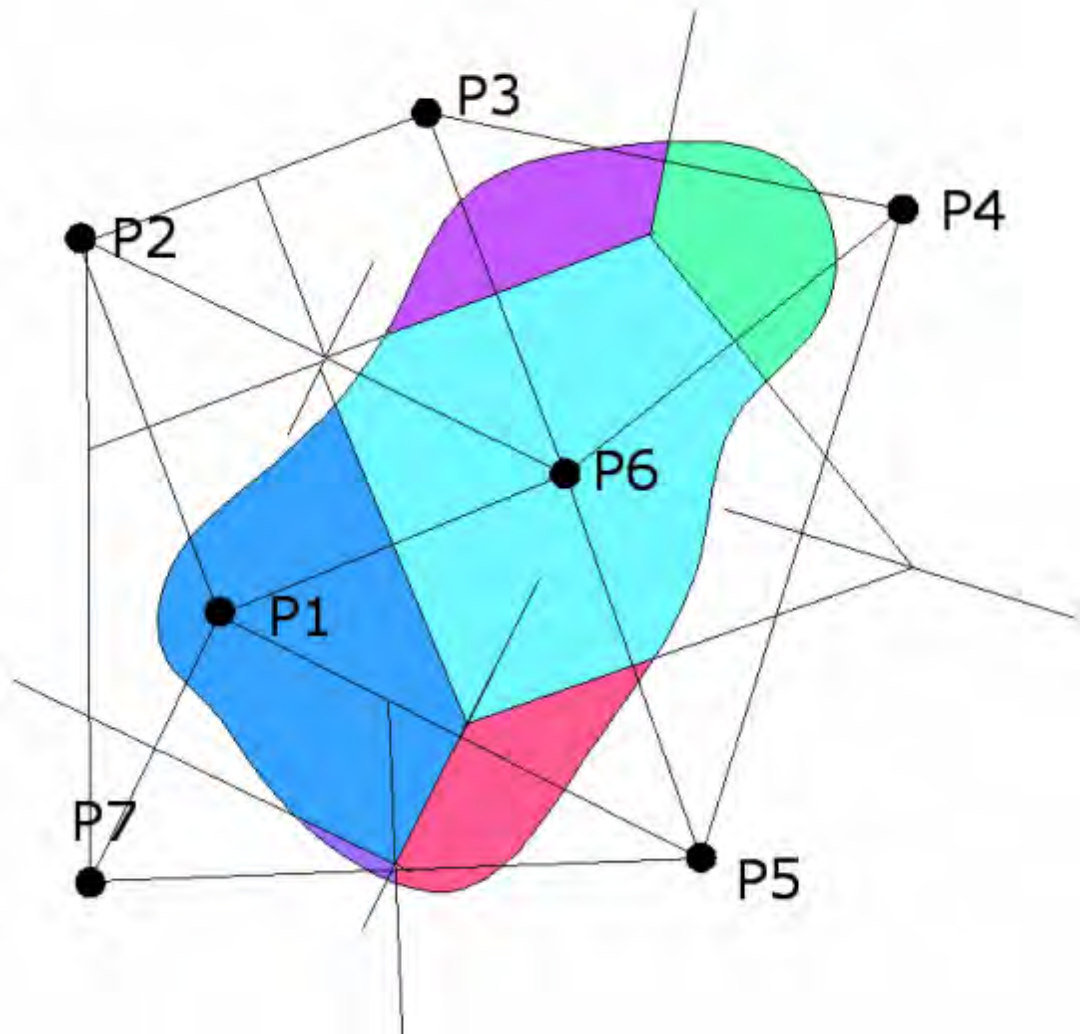


Figura 5 Distribución de las áreas aferentes según los polígonos de Thiessen. Chereque (2000)

Para determinar el área de influencia se sigue el siguiente proceso:

- a) En un mapa de la zona se unen las estaciones contiguas entre sí mediante segmentos.
- b) Se trazan las mediatrices de dichos segmentos.
- c) La intersección de estas mediatrices determinan una serie de polígonos de superficie.
- d) El valor de la precipitación de cada estación interior al polígono se tomará como la precipitación media en todo el polígono.

- e) Existirán polígonos mixtos donde los límites sean los segmentos intersectados y la línea que limita la zona.
- f) Las áreas o bien se pueden calcular o bien se planimetrar.
- g) La altura de precipitación media de la zona viene dado por la media ponderada:

Ecuación 4

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_j A_j P_j$$

Donde P es la precipitación media, P_i es la precipitación de la estación i, n es el número de estaciones y A_i y A_t son las áreas del polígono i y total de la zona, respectivamente.

c) Método de las Isoyetas.

El método de las isoyetas determina las líneas de igual altura de precipitación. En todo el plano y después se calcula el área entre Isoyetas y se determina así la precipitación caída entre estas. Véase la figura 6.

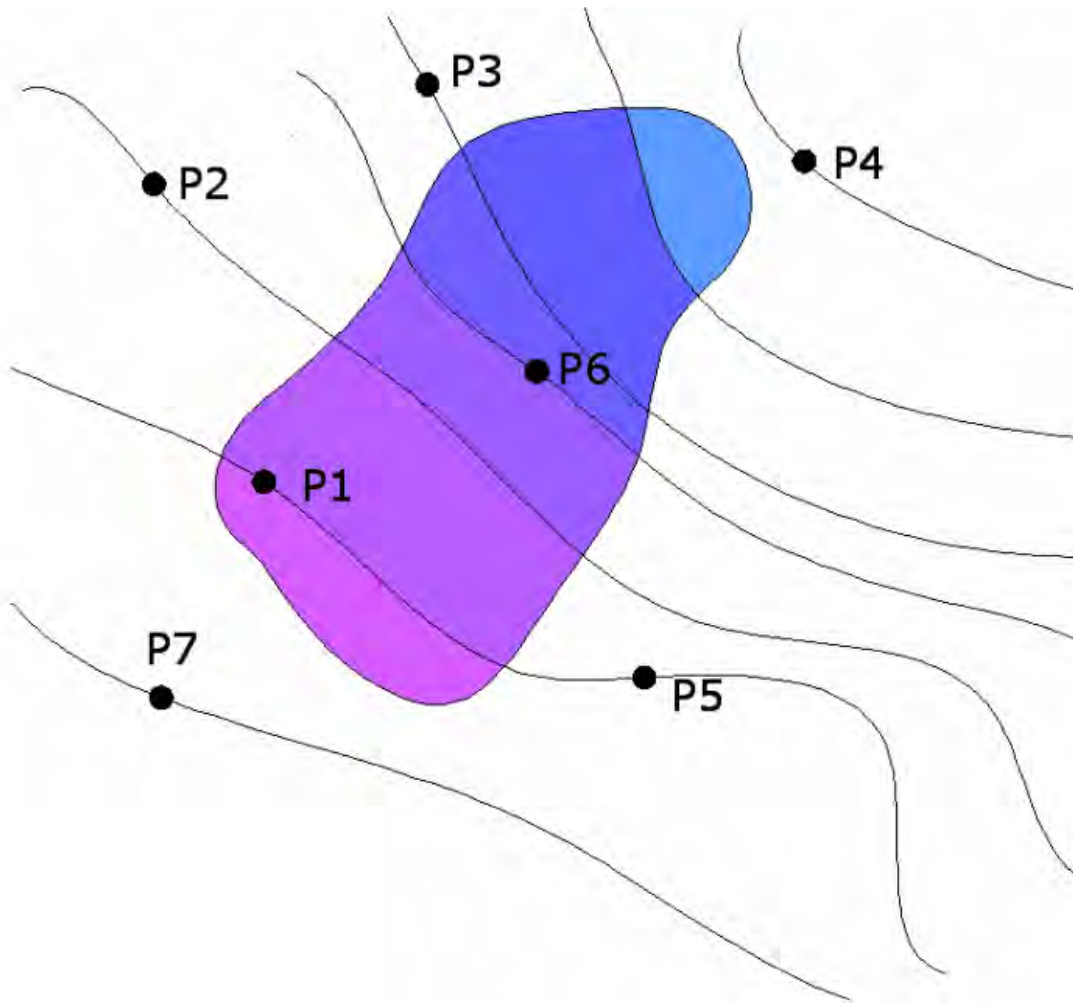


Figura 6 Distribución y cálculo de la precipitación con Isoyetas. Chereque (2000)

Se definen las isoyetas como las curvas de igual precipitación. A partir de éstas se puede obtener una precipitación media ponderada de la siguiente manera:

- a) A partir de las estaciones se dibujan las isoyetas
- b) Se le asigna a cada isoyeta una superficie igual a la suma de la mitad de las superficies existentes entre dos isoyetas contiguas, o bien se le asigna a cada superficie existente entre dos isoyetas un valor medio de precipitación de las mismas.
- c) Se planimetrar las superficies.
- d) Se calcula el valor medio utilizando la siguiente expresión:

Ecuación 5

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} \left(\frac{P_i + P_{i+1}}{2} \right) A_{i,i+1}}{\sum_{i=1}^{i=n-1} A_{i,i+1}}$$

Donde P es la precipitación media, P_i es la precipitación de la isoyeta i, n es el número de superficies entre isoyetas comprendidas en la cuenca, A_i es el área existente entre las isoyetas i e i+1 y A_t es el área total de la zona, respectivamente.

Este método es el más exacto ya que la media ponderada se calcula asignando áreas de influencia de precipitación más realista que en el caso de los Polígonos de Thiessen, en donde los polígonos se construyen sin tener en cuenta las características de la cuenca. Existe un método mixto entre los anteriores utilizando los módulos pluviométricos medios anuales de cada estación, las isoyetas y los polígonos de Thiessen, y, asignando un coeficiente corrector entre la altura media de precipitación calculada por el método de las isoyetas en un determinado polígono y la altura media de precipitación en dicho polígono, se calcula la precipitación media.

Curva de masa media en una cuenca

Para determinar la curva de masa media que permite calcular de forma ponderada la acumulación de las precipitaciones medias a lo largo del tiempo en la cuenca. Se puede utilizar el método aritmético o el método de los polígonos de Thiessen.

Deducción de datos faltantes

Por una u otra razón los pluviómetros no registran, bien porque se han estropeado, bien porque no se ha mantenido adecuadamente. Pero existen series históricas que permiten tener una serie incompleta del registro en ese punto. Existen varias técnicas para rellenar los huecos de datos faltantes:

a) Relleno de acuerdo a los registros de estaciones aledañas o cercanas. Para ello se utiliza la siguiente formula de ponderación:

Ecuación 6

$$P_x = \frac{1}{n} \left[\frac{N_x}{N_1} P_1 + \frac{N_x}{N_2} P_2 + \dots + \frac{N_x}{N_n} P_n \right]$$

P_x = Número de estaciones pluviométricas

n = Precipitación de la estación x durante el periodo de tiempo por completar

P_x = Precipitación de las n estaciones.

P_1 a P_n = Precipitación media anual a nivel global o multianual de la estación x

N_i a N_n = Precipitación media anual a nivel global o multianual de las estaciones de referencia

b) Análisis de las dobles masas Este análisis se realiza para saber si la estación es homogénea o no. De manera que se obtenga una confianza en los datos. Muchas veces la estación ha cambiado de lugar, posición o marca. La manera de hacerlo es comparar con estaciones cercanas que no hayan sido modificadas.

El análisis se realiza mediante la gráfica que se muestra a continuación en la que se han colocado las precipitaciones acumuladas a lo largo del tiempo de la estación en cuestión con respecto a la estación de referencia. Este análisis muestra que si ambas estaciones son homogéneas la pendiente es única en tanto que si los datos indican un cambio de pendiente en los últimos años es que ya no existe homogeneidad.

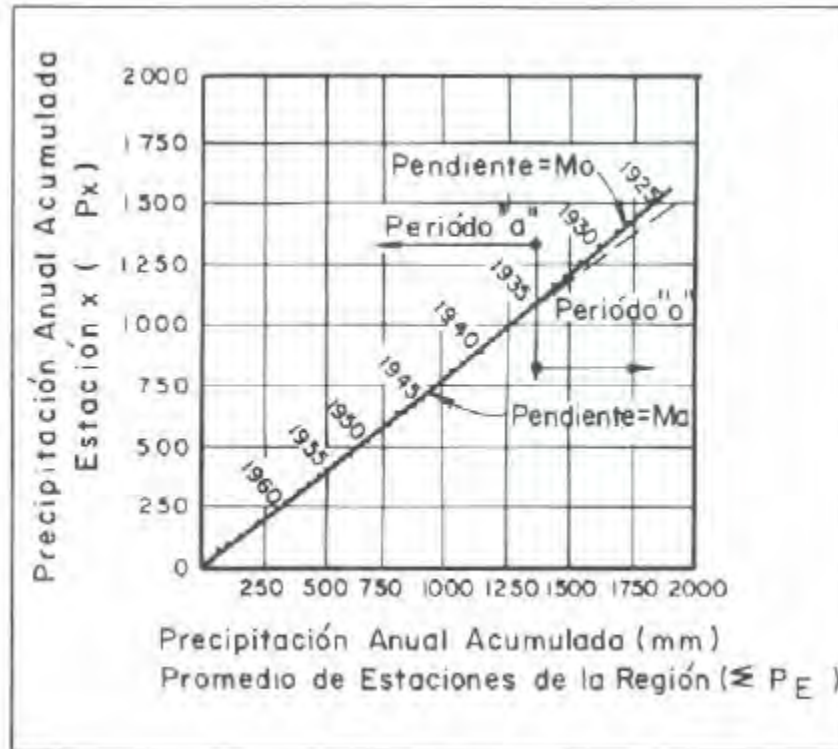


Figura 7 Precipitación acumulada en la estación analizada y la estación de referencia.
Fuente: Goyal (2016)

Curvas altura de precipitación-área-duración

El análisis de la curva altura de precipitación-área-duración se realiza para determinar la cantidad máxima de precipitación que cae dentro de áreas de diferentes tamaños para diferentes duraciones a través de una red de estaciones que registran simultáneamente la precipitación durante una tormenta dada.

La construcción de una curva de este tipo se debe contar con:

- El plano de la cuenca que se está estudiando
- Mapa de isoyetas
- Por lo menos con un pluviógrafo y con su pluviograma.

Se analiza en forma espacial y temporal las condiciones más desfavorables de una tormenta. Esto ocurre cuando la precipitación es de gran magnitud dentro de un cierto intervalo de tiempo y se distribuye en áreas de diferentes tamaños (precipitaciones ciclónicas).

• Proceso de cálculo:

1. Se obtiene la curva masa de cada estación que tiene registro pluviográfico;
2. Se calcula la precipitación media para la duración total, empleando pluviógrafos y pluviómetros, con el método de las isoyetas;
3. Se selecciona el intervalo de tiempo a considerar;
4. Se obtiene la precipitación para cada estación pluviográfica y cada intervalo de tiempo;
5. Para cada zona encerrada por una isoyeta, empezando por la isoyeta de mayor valor, se calcula el área encerrada por la isoyeta y la precipitación media correspondiente;
6. Se trazan los polígonos de Thiessen asociados a las estaciones pluviográficas y se superponen al plano de isoyetas para determinar qué porcentaje del área encerrada por cada isoyeta le corresponde a cada pluviógrafo;
7. Se calcula la curva masa media para cada área encerrada entre isoyetas, multiplicando la curva masa de cada estación pluviográfica por el porcentaje correspondiente obtenido en el inciso anterior;
8. Para cada área encerrada entre isoyetas, se calcula la curva masa media ajustada (obteniendo el factor de ajuste y multiplicándolo por las curvas masa);
9. Para todas las duraciones de interés, las cuales deben ser múltiplos del intervalo de tiempo utilizado en el análisis, y para cada área, se calculan los incrementos máximos de precipitación;

10. Se construyen las gráficas considerando los valores de altura de precipitación en el eje horizontal, los valores de área en el eje vertical (escala logarítmica), y las curvas corresponderán a cada valor de intervalo de tiempo.

Las figuras 8 y 9 presentan las curvas hp-A-d para dos cuencas hidrológicas diferentes.

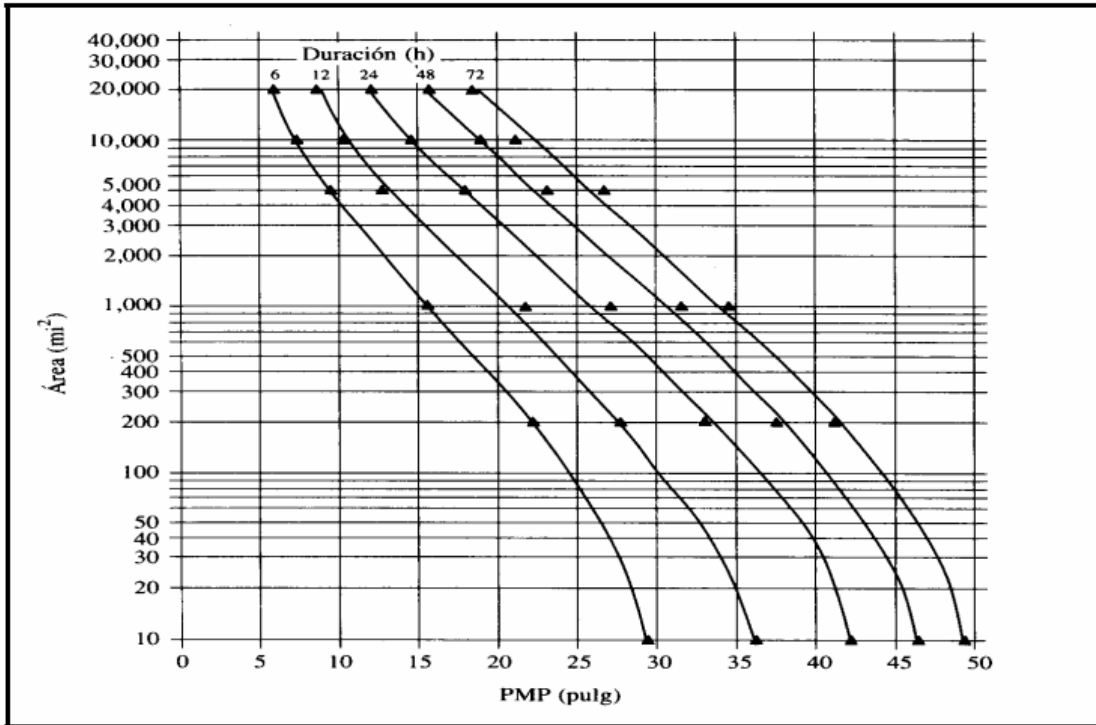


Figura 8 Curvas altura de precipitación-área-duración. Fuente: Goyal (2016)

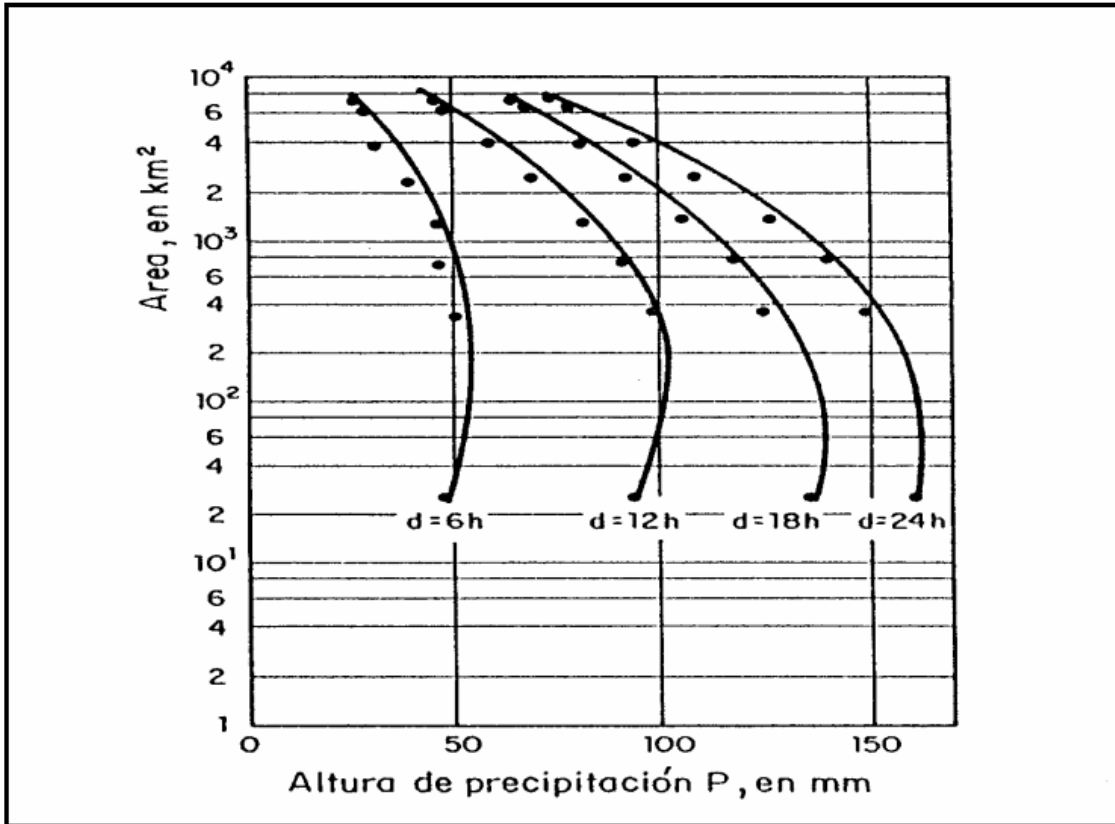


Figura 9 Curvas altura de precipitación-área-duración. Fuente: Goyal (2016)

2 Capítulo II. Escurrimiento

2.1 Generalidades

Como ya se ha descrito en el capítulo anterior, la precipitación contribuye en varios procesos, tales como de almacenamiento y flujo del agua; sin embargo cuando la precipitación es excesiva el flujo en cauces es grande, de tal manera que se puede desbordar en terrenos o comunidades aledañas a los cauces.

El escurrimiento se define como “el agua proveniente de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie terrestre y que llega a una corriente para finalmente ser drenada hasta la salida de la cuenca”¹⁰. Por su parte, Chow indica que “el escurrimiento es la parte de la precipitación que aparece en las corrientes fluviales superficiales, perennes, intermitentes o efímeras, y que regresa al mar o a los cuerpos de agua interiores. Dicho de otra manera, es el deslizamiento virgen del agua, que no ha sido afectado por obras artificiales hechas por el hombre”¹¹.

El agua proveniente de la precipitación que llega hasta la superficie terrestre -una vez que una parte ha sido interceptada y evaporada- sigue diversos caminos hasta llegar a la salida de la cuenca. Conviene dividir estos caminos en tres clases: escurrimiento superficial, escurrimiento subsuperficial y escurrimiento subterráneo (ver Figura 10).

¹⁰ Aparicio Ramírez, F. (1992). Fundamentos de hidrología de superficie. México: Limusa.

¹¹ Chow, 1964. Citado en: Maderey Rascón, L. (2005). Principios de hidrogeografía. Estudio del ciclo hidrológico. Serie Textos Universitarios. México: UNAM.

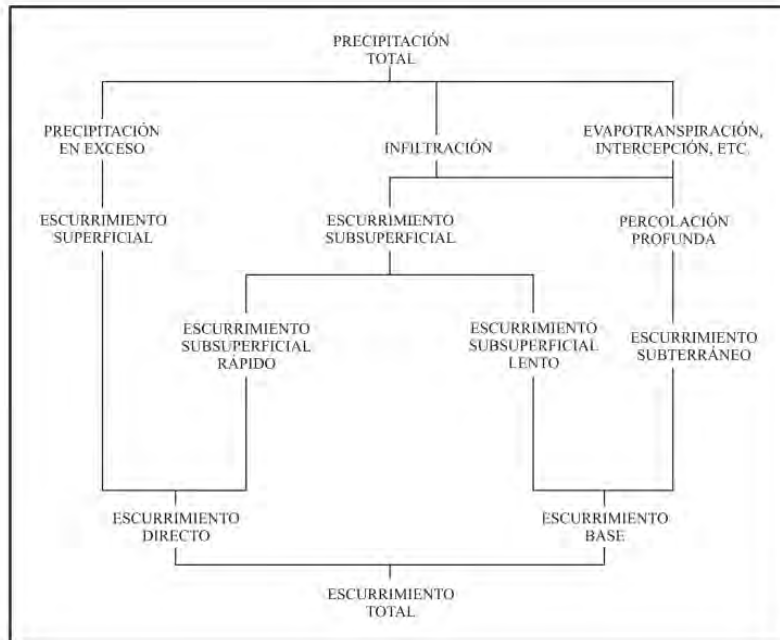


Figura 10 Diagrama del escurrimiento. Fuente: Maderey Rascón (2005)

Es conveniente contar con métodos que permitan determinar el escurrimiento en una cuenca a partir de la precipitación. En ellos se considera las características de la misma tales como el área de la cuenca, pendiente de ésta, vegetación, distribución de la lluvia, etc. Como en la mayoría de las cuencas de nuestro país no cuentan con registros tanto de precipitación como de escurrimiento, éstos se pueden determinar con las relaciones lluvia - escurrimiento.

Los métodos dependen en gran parte del área de la cuenca en estudio, por lo que es conveniente definir intervalos de acuerdo al tamaño ésta.

Chow propuso la siguiente convención según el área de la cuenca A^{12} :

- Las cuencas pequeñas tienen $A < 250 \text{ km}^2$
- Las cuencas grandes tienen $A > 250 \text{ km}^2$

¹² Chow, 1964. Op. Cit.

2.1.1 Fuentes de los diferentes tipos de escurrimiento

Una vez que la precipitación alcanza la superficie del suelo, se infiltra hasta que las capas superiores del mismo se saturan. Posteriormente, se comienzan a llenar las depresiones del terreno y, al mismo tiempo, el agua comienza a escurrir sobre su superficie. Este escurrimiento, llamado flujo en la superficie del terreno, se produce mientras el agua no llegue a cauces bien definidos (es decir, que no desaparecen entre dos tormentas sucesivas). En su trayectoria hacia la corriente más próxima, el agua que fluye sobre el terreno se sigue infiltrando, e incluso se evapora en pequeñas cantidades. Una vez que llega a un cauce bien definido se convierte el escurrimiento en corrientes¹³.

El flujo sobre el terreno, junto con el escurrimiento en corrientes, forma el escurrimiento superficial. Una parte del agua de precipitación que se infiltra escurre cerca de la superficie del suelo y más o menos paralelamente a él. A esta parte del escurrimiento se le llama escurrimiento subsuperficial; la otra parte, que se infiltra hasta niveles inferiores al freático, se denomina escurrimiento subterráneo.

De los tres tipos de escurrimiento, el superficial es el que llega más rápido hasta la salida de la cuenca. Por ello está relacionado directamente con: 1 una tormenta particular y entonces se dice que proviene de la precipitación en exceso o efectiva y que constituye el escurrimiento directo. El escurrimiento subterráneo es el que de manera más lenta llega hasta la salida de la cuenca (puede tardar años en llegar), y, en general, difícilmente se le puede relacionar con una tormenta particular, a menos que la cuenca sea demasiado pequeña y su suelo muy permeable. Debido a que se produce bajo el nivel freático, es el único que alimenta a las corrientes cuando no hay lluvias y por eso se dice que forma el escurrimiento base.

El escurrimiento sub superficial puede ser casi tan rápido como el superficial o casi tan lento como el subterráneo, dependiendo de la permeabilidad de los estratos superiores del suelo; por ello es difícil distinguirlo de los otros dos. Cuando es

¹³ Aparicio Ramírez. Op. Cit.

relativamente rápido se le trata junto con el escurrimiento superficial, y cuando es relativamente lento se le considera parte del subterráneo.

La clasificación anterior, aunque ilustrativa, no deja de ser arbitraria. El agua puede comenzar su viaje hacia la corriente como flujo superficial e infiltrarse en el camino, terminando como escurrimiento subsuperficial o subterráneo. A la inversa, el escurrimiento sub superficial puede emerger a la superficie si en su camino se encuentra con un estrato muy permeable que aflora en una ladera. Lo importante en realidad es la rapidez con que una cuenca responde a una tormenta, pues esto es lo que determina la magnitud de las correspondientes avenidas.

2.1.2 Ciclo del escurrimiento

Maderey Rascón nos refiere que existen cinco fases del ciclo del escurrimiento¹⁴:

Primera fase

1. Comprende la época seca en la que la precipitación es escasa o nula.
2. La corriente de los ríos es alimentada por los mantos de agua subterránea.
3. La evapotranspiración es bastante intensa, y si esta fase no fuera interrumpida, llegarían a secarse las corrientes.
4. En regiones de clima frío, donde la precipitación es en forma de nieve, si la temperatura permite el deshielo, habrá agua disponible para mantener las corrientes fluviales, interrumpiéndose así la primera fase e iniciándose la segunda.

Segunda fase

1. Caen las primeras precipitaciones cuya misión principal es la de satisfacer la humedad del suelo.
2. Las corrientes superficiales, si no se han secado, siguen siendo alimentadas por el escurrimiento subterráneo.
3. Si se presenta escurrimiento superficial, éste es mínimo.

¹⁴ Maderey Rascón. Op. Cit.

4. La evapotranspiración se reduce.
5. Cuando existe nieve, ésta absorbe parte de la lluvia caída y su efecto de almacenamiento alargará este segundo período.
6. A través del suelo congelado puede infiltrarse el agua precipitada si su contenido de humedad es bajo.

Tercera fase

1. Comprende el período húmedo en una etapa más avanzada.
2. El agua de infiltración satura la capa del suelo y pasa, por gravedad, a aumentar las reservas de agua subterránea.
3. Se presenta el escurrimiento superficial, que puede o no llegar a los cauces de las corrientes, lo cual depende de las características del suelo sobre el que el agua se desliza.
4. Si el cauce de las corrientes aún permanece seco, el aumento del manto freático puede ser, en esta fase, suficiente para descargar en los cauces.
5. Si la corriente de agua sufre un aumento considerable, en lugar de que sea alimentada por el almacenamiento subterráneo (corriente efluente), la corriente contribuirá al incremento de dicho almacenamiento (corriente influente).

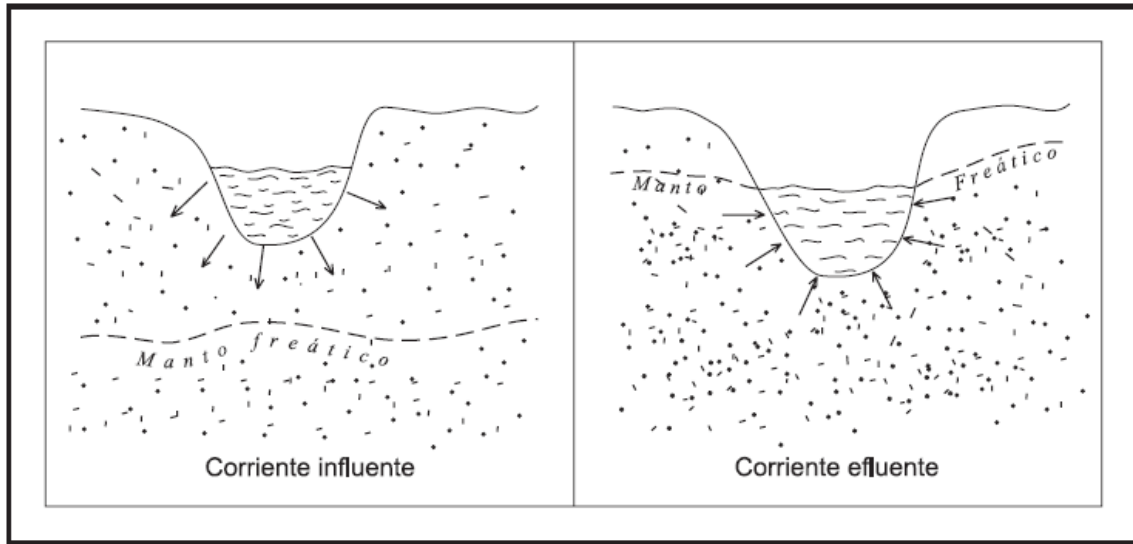


Figura 11 Tipo de corriente según recargue al manto freático (influyente) o se alimente del manto freático (efluente). Fuente: Maderey Rascón (2005)

6. La evapotranspiración es lenta.

7. En caso de que exista nieve y su capacidad para retener la lluvia haya quedado satisfecha, la lluvia caída se convertirá directamente en escurrimiento superficial.

8. Si el suelo permanece congelado, retardará la infiltración, lo que favorecerá al escurrimiento, pero en cuanto se descongele, el escurrimiento superficial disminuirá y aumentará el almacenamiento subterráneo.

Cuarta fase

1. Continúa el período húmedo.

2. La lluvia ha satisfecho todo tipo de almacenamiento hidrológico.

3. En algunos casos el escurrimiento subsuperficial llega a las corrientes tan rápido como el escurrimiento superficial.

4. El manto freático aumenta constantemente y puede llegar a alcanzar la superficie del suelo, o bien la velocidad de descarga hacia las corrientes puede llegar a ser igual a la de recarga.

5. Los efectos de la nieve y el hielo son semejantes a los de la tercera fase.

Quinta fase

1. El período de lluvia cesa.
2. Las corrientes de agua se abastecen del escurrimiento subsuperficial, del subterráneo y del almacenamiento efectuado por el propio cauce.
3. La evapotranspiración empieza a incrementarse.
4. En caso de existir nieve, cuando la temperatura está bajo 0° C, produce la prolongación de esta fase.
5. Esta fase termina cuando las reservas de agua quedan de tal manera, reducidas que se presentan las características de la primera fase.

2.1.3 Factores que afectan al escurrimiento

Los factores que afectan al escurrimiento se refieren a las características del terreno (cuencas hidrográficas), y se dividen en dos grandes grupos: los climáticos y los relacionados con la fisiografía¹⁵.

1. Factores climáticos. Son aquéllos que determinan, de la cantidad de agua precipitada, la destinada al escurrimiento.

1. Precipitación. Es el elemento climático de más importancia para el escurrimiento, debido a que depende de ella. Interesan varios aspectos de este elemento para el conocimiento del escurrimiento.

A. Forma de precipitación. Si la precipitación es en forma líquida, el escurrimiento se presenta con relativa rapidez; si es en forma sólida no hay ningún efecto, a menos que la temperatura permita la rápida licuefacción.

b) Intensidad de la precipitación. Cuando la precipitación es suficiente para exceder la capacidad de infiltración del suelo, se presenta el escurrimiento

¹⁵ Chereque Morán, W. (1999) Hidrología para estudiantes de ingeniería. Perú: Pontificia Universidad de Perú.

superficial y cualquier aumento en la intensidad repercute rápidamente en dicho escurrimiento.

c) Duración de la precipitación. Entre más dure la precipitación mayor será el escurrimiento, independientemente de su intensidad. Una lluvia prolongada, aun cuando no sea muy intensa, puede causar gran escurrimiento superficial, ya que con la lluvia decrece la capacidad de infiltración.

d) Distribución de la precipitación en el espacio. Generalmente la lluvia nunca abarca toda la superficie de la cuenca; para cuencas pequeñas, los mayores escurrimientos superficiales resultan de tormentas que abarcan áreas pequeñas, y para cuencas grandes, resultan de aguaceros poco intensos que cubren una mayor superficie.

e) Dirección del movimiento de la precipitación. La dirección del centro de la perturbación atmosférica que causa la precipitación tiene influencia en la lámina y duración del escurrimiento superficial. Si la tormenta se mueve dentro del área de la cuenca, el escurrimiento será mayor que si únicamente la atraviesa. Por otro lado, si el temporal avanza en sentido contrario al drenaje, el escurrimiento será más uniforme y moderado que si se mueve en el sentido de la corriente.

f) Precipitación antecedente y humedad del suelo. Cuando el suelo posee un alto contenido de humedad, la capacidad de infiltración es baja y se facilita el escurrimiento.

B. Otras condiciones del clima. Además de la precipitación existen otros elementos que se deben tomar en cuenta, pues aunque indirectamente, también afectan al escurrimiento; entre ellos la temperatura, el viento, la presión y la humedad relativa.

2. Factores fisiográficos. Se relacionan por una parte con la forma y características físicas del terreno y por la otra con los canales que forman el sistema fluvial.

A. Factores morfométricos. Son aquellas particularidades de las formas terrestres que influyen en el agua de la lluvia al caer a la superficie, por la velocidad que

adquiere, por los efectos que produce y por el tiempo que tarda en llegar al punto de desagüe.

a) Superficie. La superficie de las cuencas hidrográficas está limitada por la divisoria topográfica o parteaguas que determina el área de la cual se derive el escurrimiento superficial. Las cuencas pequeñas se comportan de manera distinta a las cuencas grandes en lo que se refiere al escurrimiento. No existe una extensión definida para diferenciar a las cuencas pequeñas de las grandes, sin embargo, hay ciertas características que distinguen a unas de otras. Las cuencas pequeñas son más sensibles al uso del suelo y a las precipitaciones de gran intensidad que abarcan zonas de poca extensión. En las cuencas grandes es muy importante el efecto de almacenamiento en los cauces de las corrientes.

b) Forma. Interviene principalmente en la manera como se presenta el volumen de agua escurrido a la salida de la cuenca. Generalmente los volúmenes escurridos en cuencas alargadas son más uniformes a lo largo del tiempo, en cambio, en cuencas compactas el agua tarda menos en llegar a la salida, en donde se concentra en un tiempo relativamente corto. Existen índices que expresan la forma de las cuencas hidrográficas, y se obtienen a partir de la superficie y medidas lineales de la cuenca, como el índice de compacidad (K) de Gravelius, que relaciona el perímetro de la cuenca (P) con el de la circunferencia de un círculo de igual área a la de la cuenca (A):

Ecuación 7

$$K = \frac{P}{2 \sqrt{(\pi A)}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

El valor mínimo que se puede obtener es 1 y cuanto mayor sea el índice, más alargada será la cuenca. Otro índice para conocer la forma de la cuenca es el factor de forma:

Ecuación 8

$$F_f = \frac{a_m}{e_a}$$

Dónde: F_f , factor de forma, a_m , anchura media de la cuenca, e_a , eje axial.

Ecuación 9

$$a_m = \frac{A}{e_a}$$

Dónde: A , área total de la cuenca, e_a , eje axial.

c) Pendiente. La pendiente del terreno está relacionada con la infiltración, con el escurrimiento superficial, con la contribución del agua subterránea a la corriente y con la duración del escurrimiento. Existe un método (Wisler y Brater, 1959)¹⁶ para obtener la pendiente media de una cuenca:

Ecuación 10

$$P = \frac{DL}{A}$$

Dónde: P , pendiente media de la cuenca, D , intervalo entre las curvas de nivel, L , longitud total de las curvas de nivel, A , área de la cuenca.

d) Orientación. La orientación de la cuenca y la de sus vertientes se relaciona con el tipo de precipitación, los vientos predominantes y la insolación.

e) Altitud. Influye principalmente en la temperatura y en la forma de precipitación. Un método para calcular este factor es el siguiente:

¹⁶ Citado en Mederey Rascón. Op. Cit.

Ecuación 11

$$A = \frac{\sum se}{S}$$

dónde: A, altitud media de la cuenca, s, superficie entre dos curvas de nivel, e, altitud media de la franja de terreno comprendida entre dos curvas de nivel, S, superficie total de la cuenca.

Otro método para calcular la altitud media es por medio de la curva hipsométrica, misma que representa la forma media del relieve de la cuenca. Se construye llevando en el eje de las abscisas, longitudes proporcionales a las superficies proyectadas de la cuenca en kilómetros cuadrados o en porcentaje, comprendidas entre las curvas de nivel consecutivas, hasta sumar la superficie total, y en el eje de las ordenadas la cota de las curvas de nivel consideradas; la altura media se obtiene dividiendo el área comprendida bajo la curva hipsométrica entre la longitud que representa la superficie total de la cuenca.

Cabe destacar que la curva hipsométrica muestra, como ya se dijo, el perfil medio del relieve de la cuenca, por lo que su análisis también está relacionado con el comportamiento del escurrimiento en la cuenca. Por otra parte, con los datos calculados para el trazo de la curva hipsométrica se construye el histograma de frecuencias altimétricas, gráfica que representa las superficies en kilómetros cuadrados y en porcentajes, comprendidas entre las altitudes consideradas, lo cual da idea de la distribución del terreno en cuanto a las altitudes de la cuenca.

B. Factores físicos. Se refieren a las características físicas del terreno con su estructura y utilización.

a) Uso y cubierta del suelo. Cuando el terreno es virgen y está cubierto por vegetación, especialmente de bosques, contribuye a la estabilización de los regímenes de las corrientes; cuando es terreno deforestado, el agua corre rápidamente por la superficie. Por otra parte, también son importantes las obras que se efectúan en los mismos cauces de las corrientes, por ejemplo la

construcción de una presa puede producir una sobreelevación del nivel del agua en el tramo anterior al embalse, esto genera un aumento en el nivel del cauce por el depósito de acarreo (azolve), lo cual influye aguas arriba de la corriente; además, afecta el perfil de las capas freáticas.

b) Tipo de suelo. Se refiere a la capacidad de infiltración del suelo. Entre más poroso sea y menor contenido de material coloidal posea, tendrá una mayor capacidad de infiltración, lo cual retardará la aparición del escurrimiento superficial.

c) Geología. Condiciona al escurrimiento en cuanto a la permeabilidad e impermeabilidad de las estructuras que forman el terreno. Cuando el terreno es permeable, el sistema fluvial, durante la época de estiaje, se encuentra bien abastecido por el escurrimiento subterráneo. Cuando el terreno es impermeable, el volumen de escurrimiento se concentra más pronto en el punto de desagüe y en la época de estiaje el nivel de la corriente disminuye considerablemente o bien desaparece.

d) Topografía. A este respecto son importantes las ondulaciones del terreno y los límites superficiales de la cuenca hidrográfica. Las ondulaciones pueden ser la causa de la presencia de depresiones en donde se acumula el agua, disminuyendo la cantidad destinada al escurrimiento. En relación con la divisoria topográfica, puede ser que haya disparidad entre ésta y la freática, de manera que parte del escurrimiento subterráneo contribuya al escurrimiento de la cuenca vecina atravesando el límite topográfico o bien que reciba parte del escurrimiento subterráneo de esa cuenca vecina.

C. Red de drenaje. Se refiere a las características de los canales que comprenden el sistema fluvial de la cuenca. Refleja las condiciones del terreno sobre el que se desarrolla.

a) Densidad hidrográfica. Es la relación de la cantidad de corrientes que existen en la cuenca entre la superficie de ésta. Uno de los métodos para ordenar y contar el

número de canales es el de Strahler (1964)¹⁷, que considera canales de primer orden a las corrientes formadoras. Cuando se unen dos canales de primer orden, forman otro de segundo orden, cuando se unen dos canales de segundo orden, forman otro de tercer orden y así sucesivamente.

b) Densidad de drenaje. Resulta de dividir la longitud total de las corrientes de agua entre la superficie de la cuenca. Entre mayor sea este índice, más desarrollada estará la red de drenaje.

c) Otras características relacionadas con la red de drenaje son las que se refieren a la capacidad de almacenamiento de las corrientes y a la capacidad de transporte de las mismas.

2.2 Medición del escurrimiento

Las técnicas y valoración de la medida del agua se agrupan bajo el nombre de Hidrometría. Los lugares en los que se realizan las medidas del escurrimiento se denominan estaciones fluviométricas, hidrométricas o de aforos. Con respecto a la medida del escurrimiento, existen algunos términos que se emplean frecuentemente:

Coefficiente de escurrimiento. Es la relación entre la cantidad de agua escurrida y la cantidad de agua precipitada. Se expresa en porcentaje.

Avenida. Es el aumento del caudal del río debido a la intensidad o frecuencia de las precipitaciones. Puede durar horas o días. No necesariamente causa inundaciones.

Velocidad. Es la relación del espacio recorrido por el agua de las corrientes en un tiempo determinado. Se puede hablar de velocidad media, superficial o a diferentes profundidades. Se expresa en m/seg.

¹⁷ Citado en Aparicio Ramírez. Op. Cit.

Aportación. Es el volumen total escurrido en un período determinado: un día, un mes, un año. Se habla de aportación media anual o escurrimiento medio anual cuando se promedia la aportación de varios años. Se expresa en m^3/seg .

Altura media del escurrimiento. Resulta de dividir el volumen medio total escurrido entre la superficie de la cuenca. Se expresa en milímetros.

Caudal: Es el volumen de agua por unidad de tiempo que pasa por una sección de un cauce. Sus unidades normales son m^3/s o l/s . Valores característicos de caudales medios de los principales ríos de la región: Paraná $16.000 \text{ m}^3/\text{s}$ en sección Corrientes (máximo de $60.000 \text{ m}^3/\text{s}$ en inundación de 1983). Paraguay $4.000 \text{ m}^3/\text{s}$ en la desembocadura. Bermejo, en El Colorado, $380 \text{ m}^3/\text{s}$ (máximo de $2.200 \text{ m}^3/\text{s}$). Negro en Resistencia, $30 \text{ m}^3/\text{s}$, con caudales máximos de $214 \text{ m}^3/\text{s}$ en Abril 1986.

Hidrograma: Es la representación del caudal en función del tiempo, expresando las variaciones temporales de los caudales o los aportes de un río en una sección determinada (Ver Figura 12)

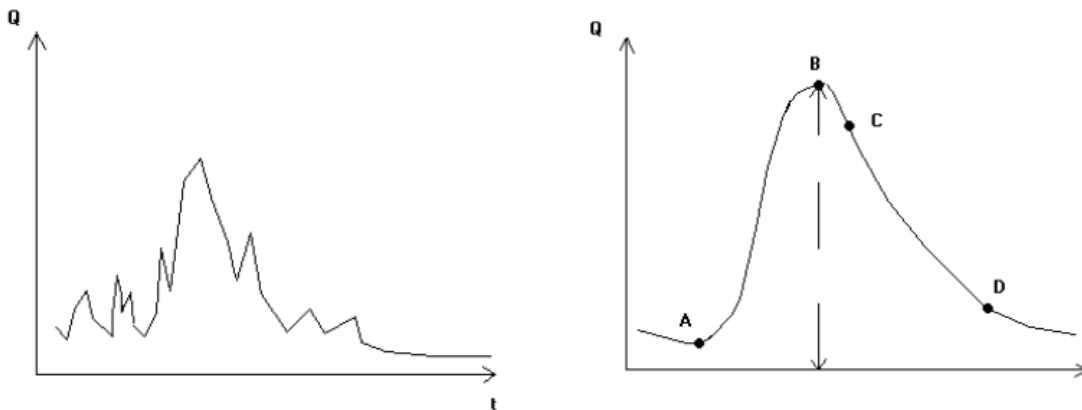


Figura 12 Ejemplos de hidrogramas. Fuente: Aparicio Ramírez (1992)

Presenta 4 puntos característicos: A: Inicio del escurrimiento directo. B: Momento del caudal pico o máximo. C: Cese del escurrimiento laminar. D: Cese del escurrimiento directo. En base a ello se definen los tiempos: Tiempo al pico entre

A y B, tiempo base del hidrograma entre A y D, tiempo de vaciado del escurrimiento directo entre C y D.

Medición de niveles: La determinación de los niveles que puede alcanzar el agua o las alturas de agua de un río, se deben hacer en una sección determinada, Paraná frente a Corrientes, río Negro en el puente de avenida San Martín de Barranqueras, y esa sección debe ser fija, inalterable en el tiempo, para que las mediciones de alturas de agua se puedan relacionar en el tiempo. Las alturas de agua de un río se hacen en estaciones hidrométricas, tales como Puerto Iguazú para el río Paraná superior, Puerto Barranqueras en el Gran Resistencia, y todas las mediciones de alturas de agua, medidas en metros y centímetros, deben referirse a un cero (0), que debe ser el nivel mínimo que tiene el agua en una sección, o aquél nivel debajo del cual no existe escurrimiento en ese río.

La altura de agua se mide con escalas hidrométricas o limnímetros. Son reglas graduadas en metros, decímetros y centímetros, que deben colocarse en un lugar visible para el observador, en un solo tramo si el río lo permite, o en tramos escalonados hacia fuera del centro del cauce, de modo de medir con precisión los valores mínimos y máximos. Las lecturas de las escalas hidrométricas deben realizarse con una frecuencia acorde a la manifestación de las variaciones de alturas del río, con frecuencia de horas o días: En ríos localizados en ambientes de montaña deben realizarse mediciones frecuentes para poder captar el paso de las crecidas, no así en ríos de llanura donde los movimientos de elevación o descenso de las aguas son lentos y previsibles.

En algunas secciones hidrométricas no se puede acceder fácilmente para su lectura o no se puede estar todo el tiempo de manifestación de una crecida. En esos casos se instalan limnógrafos, que registran en un papel las oscilaciones de altura de agua. Contienen una boya que actúa como flotador en el agua, un cable que llega hasta el equipo registrador y un contrapeso para equilibrar el movimiento de la boya. El equipo registrador tiene un tambor o cilindro donde se enrolla una faja de papel, y una aguja con tinta, que va marcando dichas oscilaciones, con un mecanismo de relojería que mueve el tambor. Periódicamente, cada día, 7, 15 o

30 días, se saca la faja marcada y se coloca una nueva, dependiendo de las variaciones de altura y de la accesibilidad al lugar de medición.

2.2.1 Método de la sección de control

Tiene en cuenta las leyes que opera la hidráulica con un fluido como el agua. Es el más exacto, en especial para caudales bajos. Debe tener una sección de control donde se manifieste una energía específica, que es la mínima para escurrimiento del río, energía que se manifiesta por el tirante y la altura de velocidad. Esto produce el tirante crítico, que se puede provocar artificialmente en el cauce de un río, elevando el fondo del cauce, estrechando las márgenes de la sección, o combinando ambas modificaciones.

Las secciones artificiales construidas se llaman vertederos, que son de pared delgada para caudales mínimos menores a 0,5 m³/s, y de pared gruesa para caudales mayores, con secciones de paso triangular o rectangular.

Ecuación

$$Q = C L H^{3/2}$$

Dónde: C: coeficiente de gasto; L: la longitud del vertedero; H: la carga hidráulica sobre la cresta del vertedero.

2.2.2 Método de la sección pendiente

Parte el análisis de la fórmula de velocidad propuesta por Manning:

$$V = n^{-1} R^{2/3} S^{1/2}$$

Donde n es el coeficiente de rugosidad de Manning, R radio hidráulico y S pendiente del pelo de agua.

Requiere de un tramo del río lo más recto posible, uniforme en la conformación de la sección de escurrimiento, dos secciones específicas y la medición de la altura hidrométrica del río en el lugar. Con el promedio de las 2 secciones y los 2 radios hidráulicos, calculando la pendiente con el desnivel de agua dividido la longitud de separación entre secciones, y considerando que el delta h es la suma de la altura de agua más altura de velocidad más la altura de turbulencia, despreciando estas

últimas por poca significación, se puede calcular el caudal multiplicando la sección de escurrimiento promedio por la velocidad según Manning. La precisión se obtiene con la seguridad de definición del coeficiente de rugosidad n .

2.2.3 Método de velocidad

Relación sección–velocidad: Es el más usado de los métodos de aforos. El análisis parte de la ecuación:

$$Q = SV$$

Dónde: Q: caudal; S: sección; V: velocidad.

Para realizar el aforo debe tenerse una estación de aforos, que contiene una sección de medición donde se materializa el aforo, una escala hidrométrica para relacionar las alturas de agua en el momento del aforo, y un control de que esa estación de aforo sea una sección donde se asegure que la relación altura – caudal sea directa, y no que para una misma altura se manifiesten dos caudales, posibilitando la relación $H - Q$ en todas las alturas de agua del río.

El cálculo de caudal se llega midiendo la sección haciendo una batimetría, y subdividiendo la sección en áreas parciales donde se mide la profundidad en tramos separados un 10 % del ancho total. Para cada profundidad se asigna la superficie de escurrimiento equidistante con las demás profundidades, y la suma de todas da el área transversal total de escurrimiento.

En los mismos sitios de medición de profundidades a través de un molinete, se mide la velocidad de escurrimiento del agua con el molinete paralelo al escurrimiento y perpendicular a la sección de paso, a distintas profundidades que en su modo más completo implica medir en superficie, a 0,2 h, 0,6 h, 0,8 h y en el fondo, siendo h la profundidad de la vertical. El gráfico de la profundidad con las velocidades citadas se llama curva de velocidades de la vertical. Luego se calcula la velocidad promedio de cada vertical y los caudales parciales multiplicando la velocidad media de cada vertical por el área parcial, y sumando todas, da el caudal total de escurrimiento por la sección donde se realiza el aforo.

El molinete está compuesto por un cuerpo principal que en su parte delantera tiene a la hélice, elemento que gira con la oposición que le genera la velocidad del agua y debe ser contada la cantidad de vueltas que registra en un plazo determinado de tiempo, con un contador digital. Previamente el fabricante ha entregado las ecuaciones que calculan la velocidad en base al número de revoluciones de la hélice.

El aforo por molinete requiere del siguiente instrumental de campaña: Molinete, cuyo elemento medidor de la velocidad es una hélice o una cazoleta, puede estar suspendido en el agua por cable accionado por un torno, o si la profundidad es menor por una barra fija apoyada en el fondo de la sección. En el primer caso es un aforo por pasarela y el segundo por vadeo. Según sea el caso y la sección de aforo se requiere una alcantarilla o un puente, vagonetas colgadas de un cable entre torres a ambos márgenes del río, o una embarcación.

En el caso de altas velocidades de escurrimiento y profundidades importantes, el molinete es arrastrado por la corriente, y como la medición de la velocidad debe realizarse sobre una profundidad perfectamente vertical, se requiere el auxilio de contrapesos o escandallos de distintos pesos, variables entre 5 y 50 kilos. Cuando aun así la velocidad del agua arrastra el molinete se debe hacer una corrección de la medición de la profundidad teniendo en cuenta el ángulo de arrastre.

2.3 Análisis de datos de escurrimiento

2.3.1 Curva elevación-gasto

Este tipo de curvas relaciona la elevación de la superficie libre del agua con el gasto que pasa por la sección, y se construye con datos obtenidos de varios aforos, por lo general mediante el método de la sección de control.

Se acostumbra ajustar los puntos medidos a un polinomio de segundo orden o incluso de tercer orden, es decir:

$$Q = a + bE + CE^2$$

Donde; E es la elevación de cada uno de los registros con los que se cuente; a, b y c son constantes que se determinan al aplicar una regresión no lineal.

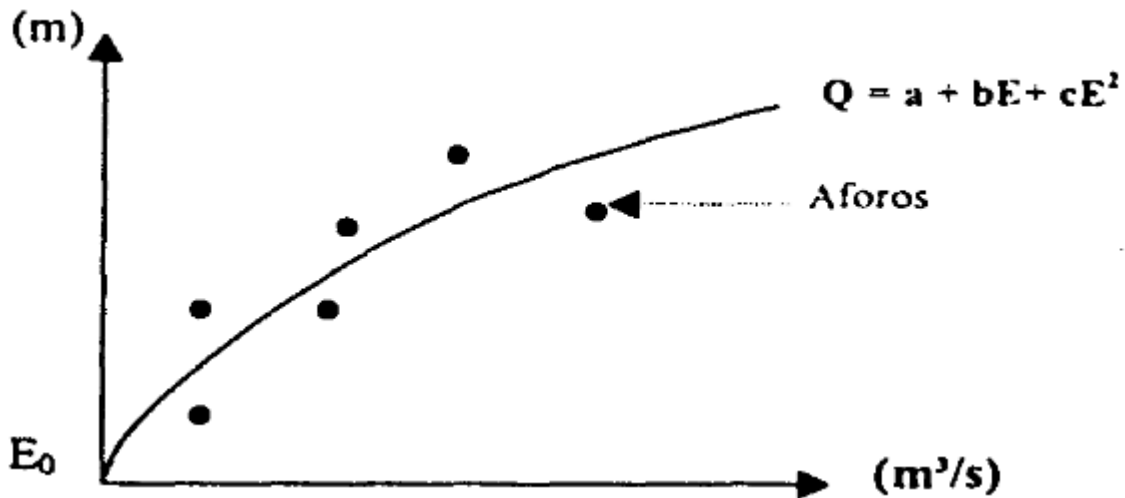


Figura 13 Curva de elevación-gasto. Fuente: Chereque Morán (2000)

2.4 Obtención del gasto máximo

2.4.1 Métodos estadísticos

Estos criterios se utilizan cuando se cuenta con registros de gastos y no se conocen datos de lluvia y se desea conocer el gasto máximo que se presentaría para un periodo de retomo determinado. Para poder aplicar cualquier método estadístico, se requiere contar por lo menos con ocho años de registro. En este trabajo referiremos dos distribuciones: la de Gumbel y la SQRT-ET MAX¹⁸.

a) Distribución de Gumbel.

El gasto máximo se determina con la ecuación:

Ecuación 12

$$\bar{X} = X - \frac{\Delta X}{\Delta n} \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) + Y_n \right]$$

¹⁸ González, F. (2010). Plan de encauzamiento. Recuperado de: https://sancibrao.es/fileadmin/user_upload/Concello/Urbanismo/Exposicion/120523_PlanEncauzamiento/Plan_Encauzamiento_rev003_050_Anejo3.pdf Fecha de consulta: 17 de julio de 2018.

Donde cada uno de los términos anteriores significa:

X: Precipitación máxima diaria en 24 horas correspondiente al período de retorno T;

ΔX : Desviación típica de los datos de precipitaciones máximas disponibles;

\bar{X} : Promedio de los datos de precipitaciones máximas diarias disponibles;

Y_n, Δ_n : Factores que dependen del número de datos disponibles

b) Distribución SQRT-ET MAX

La ley SQRT-ET_{máx}, propuesta en Japón por Etoh, T., A. Murota y M. Nakamishi (1986), es uno de los escasos modelos de ley desarrollados específicamente para el análisis de máximas lluvias diarias y tiene la característica de conducir a resultados más conservadores que los obtenidos mediante la ley de Gumbel. La ley SQRT-ET_{máx} es considerada por el C.E.D.E.X. más adecuada para numerosas regiones españolas que la tradicional ley de Gumbel.

La ley SQRT-ET_{máx} es una ley con dos parámetros, basada exclusivamente en datos locales, al igual que la de Gumbel. Su formulación es:

Ecuación 13

$$F(x) = e^{-\kappa(1+\sqrt{\alpha x})e^{-\sqrt{\alpha x}}}$$

Donde:

- F(X): Probabilidad de ocurrencia de una determinada tormenta;
- K y α : parámetros de escala y frecuencia, respectivamente. Deben ser ajustados a los datos existentes.

Para calcular κ y α , se parte de la función de máxima verosimilitud:

Ecuación 14

$$L = \sum_{i=1}^N \text{Ln}f(x_i)$$

Donde

Ecuación 15

$$f(x_i) = \frac{\kappa}{1 - e^{-\kappa}} \cdot h(x_i) \cdot F(x_i)$$

$$h(x_i) = \frac{\alpha}{2} \cdot e^{-\sqrt{\alpha \cdot x_i}}$$

$$F(x_i) = e^{-\kappa(1 + \sqrt{\alpha \cdot x_i})} \cdot e^{-\sqrt{\alpha \cdot x_i}}$$

Siendo:

Xi el valor "i" conocido de precipitación.

La función de máxima verosimilitud L se deriva respecto de α y se iguala a 0, obteniéndose el valor de κ en función de α :

Ecuación 16

$$\kappa = \frac{\sum_{i=1}^N \sqrt{\alpha \cdot x_i} - 2N}{\sum_{i=1}^N \alpha \cdot x_i \cdot e^{-\sqrt{\alpha \cdot x_i}}}$$

Con este valor de κ se obtiene el valor de α que maximiza la función de máxima verosimilitud L. De esta manera queda definida la función de distribución F(x) para una serie de valores conocidos de precipitaciones máximas.

3 Capítulo III. Aforo de corrientes

3.1 Importancia y motivos para el aforo de corrientes

Como definición general, se conoce como caudal, a la cantidad de fluido que circula a través de una sección de un ducto, ya sea tubería, cañería, oleoducto, río, canal, por unidad de tiempo. Generalmente, el caudal se identifica con el flujo volumétrico o volumen que pasa por un área determinada en una unidad de tiempo específica¹⁹.

El caudal de un río puede aumentar o disminuir dependiendo de la estación del año, por ejemplo, los ríos que se alimentan principalmente del deshielo de las capas de nieve, aumentan su caudal en primavera, mientras que ríos cuya agua procede de las precipitaciones de aguas meteóricas, presentan niveles máximos de caudal en épocas de lluvias y niveles mínimos en las estaciones o meses más secos. Es por esto que, si la fuente hídrica se localiza en zonas con altos índices de precipitación a lo largo del año, el caudal será constante y regular, y si se localiza en zonas donde la precipitación sea irregular, sufrirá fuertes crecidas en las épocas de lluvia y bajará su nivel de agua el resto del año; este fenómeno se conoce como estiaje.

Ahora, conforme al artículo 7, Fracción III de la Ley de Aguas Nacionales de México, “la instalación de los dispositivos necesarios para la medición de la cantidad y calidad de las aguas nacionales y en general para la medición del ciclo hidrológico es de utilidad pública”²⁰. En ese sentido, existen más de 600 estaciones hidrométricas para medir el caudal en los canales y ríos principales del país. Entre los motivos para medir el caudal se pueden destacar los siguientes:

- Cuantificar los volúmenes y gastos que se deseen alma cenar y controlar en las nuevas obras hidráulicas.

¹⁹ García rodríguez, E. (1999). Guía de aplicación de los métodos de cálculo de caudales de reserva ecológicos en México. México: Comisión Nacional del Agua.

²⁰ SEMARNAT. Recuperado de: <https://www.gob.mx/semarnat> Fecha de consulta: 31 de julio de 2018.

- Determinar las cantidades de agua disponible para diversos usos en las fuentes naturales y obras de abastecimiento.
- Cuantificar los volúmenes de agua a cobrar para diferentes usuarios incluyendo industrias, centrales hidroeléctricas, riego para agricultura, etc.
- Operar la red de canales para suministrar los caudales requeridos en las zonas de cultivo.
- Identificar avenidas en tiempos de eventos climáticos extremos.

Para que la red de monitoreo sea útil, debe proporcionar datos precisos a intervalos adecuados que permitan la toma de decisiones. Esto implica el empleo de métodos y técnicas internacional mente acreditados y aptos para las condiciones específicas que se presentan en los canales a aforar. El avance en tecnología aplicada a la instrumentación ha resultado en el desarrollo de instrumentos más precisos y rápidos que facilitan la realización de mediciones. Sin embargo, aún existe una carencia de experiencia e información experimental con respecto a ciertos aspectos de las prácticas comunes para aforar en canales.

3.1.1 Factores que pueden afectar el caudal de un río

La superficie de la cuenca de un río es el factor más importante que determina el caudal del mismo. Generalmente, cuando se tienen dos ríos que mantienen igualdad de condiciones (zonas de clima y relieve similar), presentará mayor caudal el río que presente la cuenca más extensa. Por ejemplo, el río Amazonas es el río que presenta una cuenca de más de 7 millones de Km², siendo esta la cuenca más extensa y la que presenta el mayor caudal en todo el mundo (200.000 m³/s aproximadamente)²¹.

²¹ Definición y métodos de medición de caudales <https://www.fibrasynormasdecolombia.com/terminos-definiciones/caudal-definicion-y-metodos-de-medicion/> Fecha de consulta: 29 de julio de 2018

a) Clima

Las zonas donde se presentan climas más húmedos y lluviosos generan que los ríos tengan un caudal más constante y abundante, en cambio si los ríos discurren por zonas donde el clima sea diverso, el caudal que estos dependerán de la estación del año que se presente en la zona.

b) Régimen fluvial

Se define el régimen fluvial como la evolución del caudal de una corriente durante un año a lo largo de todo su curso. Este factor se encuentra ligado a factores naturales como relieve, litología, clima y vegetación, así como a acciones antrópicas ya sean positivas o negativas. El régimen fluvial depende de la precipitación debido a que esta alimenta el caudal de la mayoría de fuentes hídricas.

c) Vegetación natural

La presencia de la vegetación natural en sectores aledaños al río, es un factor que ayuda a generar zonas de estabilidad en las orillas, disminuyendo el riesgo de erosión del suelo por la acción de la corriente, en general, las zonas más próximas a los cauces tienen buenas condiciones para la retención de agua y sedimentos creando zonas óptimas para el almacenamiento de agua y así mismo formando llanuras de inundación. Cuando se tienen raíces en la fuente hídrica, aumenta la cohesión del suelo y su resistencia, a la vez que disipa la energía y velocidad del cauce de las aguas.

3.2 La curva de descarga

Para llegar a conocer los recursos hidráulicos de una cuenca es necesario averiguar el caudal, diariamente, a la misma hora, y durante el mayor número posible de años. Así es como se llega a conocer el régimen de los ríos. Todos los países cuidan de organizar este servicio, estableciendo estaciones de aforo y publicando los resultados. Los términos caudal, gasto y descarga son sinónimos. Aforar significa medir caudales.

Después de seleccionar adecuadamente la sección del río, se establece la sección de aforo y se procede a medir diariamente el caudal; también se mide el nivel. Luego de un tiempo es posible dibujar la curva de descarga del río en el lugar de la estación. Es una curva de caudales versus niveles o alturas de agua. Se usa en proyectos.

Los niveles se miden con limnómetros o limnógrafos instalados a un costado de la estación de aforo. Dibujada la curva de descarga pueden suspenderse los aforos directos, pues bastará entonces con medir el nivel para conocer el caudal. Se recomienda revisar periódicamente la curva de descarga con mediciones directas de caudal.

3.3 Métodos de aforo empleados para determinar el caudal

Aforo: Es la operación de campo que tiene como fin realizar el cálculo del caudal que escurre por una sección de un río²²:

Los métodos para medir el caudal de una corriente más empleados y de fácil manejo son el método volumétrico, tubos Venturi, colorantes, ecuación de gasto de Bernoulli y método de la caída libre. Todo esto para tuberías. En el caso de conductos abiertos se tienen el método de los orificios, vertederos y el aforador Parsahl.

Por otro parte, teniendo en cuenta la velocidad y área de la sección transversal de un caudal o río se emplean los métodos del molinete, los flotadores, limnómetros y el método de Manning.

El método a emplear depende del grado de dificultad de la corriente, de la justificación económica, de la exactitud de la medición y el objetivo del estudio, ya sea en diseño de acueducto, proyecto de riego y drenajes, etc.

²² Briones Sánchez, G. (2008). Aforo del agua en canales y tuberías. México: Editorial Trillas

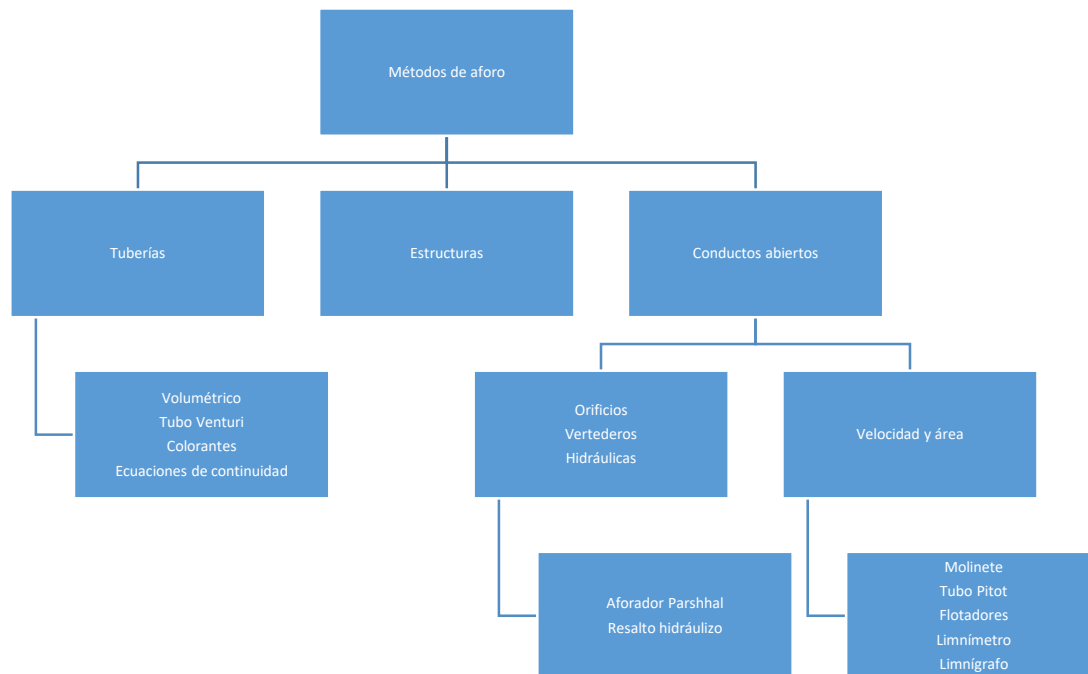


Figura 14 Métodos de aforo según la clasificación por tuberías, estructuras y conductos abiertos. Fuente: García Rodríguez (1999)

3.3.1 Tuberías

a) Método volumétrico

El método consiste en hacer pasar una corriente a un recipiente o tanque que sea capaz de contenerlo en un tiempo reducido. El caudal aforado será la relación entre el volumen captado y el tiempo empleado en la captación. Este método es excelente en trabajos experimentales de laboratorio, también para corrientes pequeñas especialmente en zonas de ladera, en donde los caudales son de poca magnitud y el relieve ayuda para producir la descarga.

b) Método de tubo Venturi y ecuación de continuidad

Un medidor o aforador de Venturi es un estrechamiento o garganta en un tubo, que se utiliza para determinar caudales basándose en la ecuación de Bernoulli.

Los aportes de Bernoulli para determinar el caudal de una corriente cerrada o abierta se basan en el área de conducción, en la velocidad del agua, en el perímetro mojado, en la naturaleza del material de construcción del ducto, en la

pendiente, en la presión y en la altura de caída de agua. La magnitud del caudal (Q) depende de dos factores: el área (A) de la sección transversal de la corriente y la velocidad (V) promedio del agua. Por ecuación de continuidad se tiene que:

$$Q = AV$$

c) Método de los colorantes

En el caso de ríos o arroyos de montaña los anteriores métodos quedan inhabilitados, a excepción de la sección de control. En esos casos se recomienda el aforo químico, que se basa en la medición de la variación de concentración de una disolución al vertirse a un río que tiene un determinado caudal que se quiere calcular. La disolución más usada es el dicromato de sodio.

El aforo clásico establece un régimen permanente de caudal q de la disolución concentrada sobre el caudal Q del río, donde la disolución pasa a ser muy diluida, y generándose la nube de concentración que corre río abajo. Estas nubes de concentración de la disolución pueden ser elemental o con meseta:

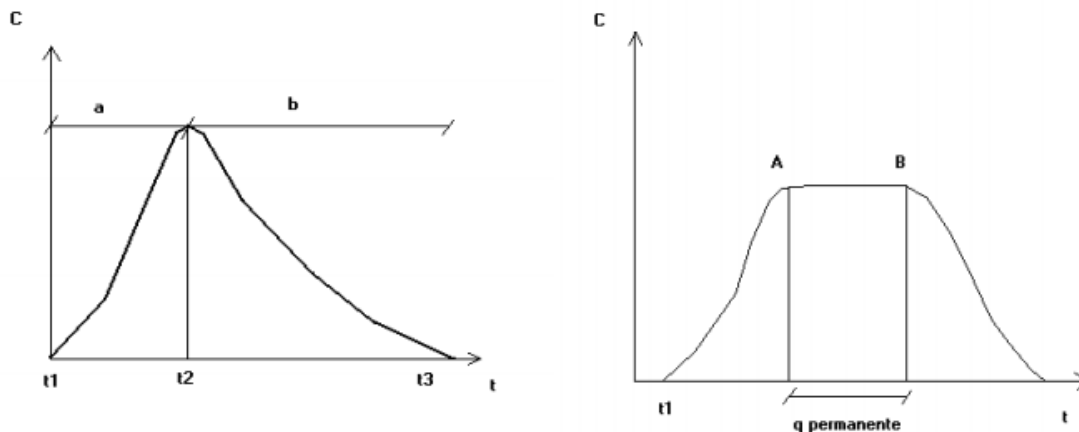


Figura 15 Nube de concentración elemental y meseta. Fuente; García Rodríguez (1999)

El planteo teórico parte de la ecuación de continuidad:

$$Q_1n + qN_1 = Q_2n_2$$

Donde Q_1 es el caudal del río antes de agregarse la disolución, n es la concentración de la disolución antes del sitio de aforo, q caudal de la disolución, N_1 concentración de la disolución que se agrega, Q_2 el caudal del río después del

agregado, y N_2 concentración de la disolución en el caudal del río. Considerando que n es nula o muy pequeña, porque se trata de agregar un líquido de una concentración que el río no este trayendo, se puede calcular el caudal de escurrimiento a través de la ecuación:

$$Q_2 = q \frac{N_1}{N_2}$$

Los límites de los valores que encuadran el aforo químico, son los siguientes: Valores normales: $q = 0,10$ l/s, $N_1 = 250$ g/l, $N_2 = 0,0003$ g/l Para $Q < 15$ m³/s, es a) $N_1 = 125$ g/l y $q = 0,10$ l/s, y b) $N_1 = 250$ g/l y $q = 0,05$ l/s. Para Q en el orden de 100 m³/s, $q = 0,3$ l/s, con 10 minutos de vertido. La regla práctica es 1 kg de disolución por 1 m³/s, para $Q < a 100$ m³/s.

Para medir la velocidad del agua en un ducto se utiliza colorantes que se inyectan en la corriente aguas arriba y son detectados aguas abajo en un tramo de 10 a 20 metros. Los colorantes son preferibles ya que su presencia se puede detectar visualmente; siendo los más empelados la fluoresceína y el permanganato de potasio.

3.3.2 Conductos abiertos

a) Método de los orificios

Los orificios son perforaciones de forma geométrica definida, localizado debajo de la superficie libre del agua, en las paredes de los servicios, tanques, canales o canaletas. Las aberturas hechas en la superficie del agua constituyen los vertederos.

El objetivo principal de esta estructura es aforar el agua, aunque en numerosas situaciones también se los emplea para regular y distribuir el agua hacia los terrenos de riego o de empleo humano o animal. Para Trueba (1985), la pared del orificio se considera delgada cuando la vena líquida apenas toca la perforación en una línea que constituye el perímetro del orificio; en la pared gruesa se presenta la

adherencia de la vena. Si el espesor es mayor 1.5 veces que el diámetro del orificio, la pared se considera gruesa, por el contrario se considera orificio de pared delgada. El chorro que sale por el orificio se llama vena líquida y su trayectoria es parabólica.

De acuerdo con Linsley y Franzini (1984), en el caso de orificio circular, la sección construida se encuentra a una distancia de la cara interna del orificio, aproximadamente la mitad del diámetro de aquel.

Según la figura 3, se aplica el teorema de Bernoulli a las secciones 1 y 2 se toma el eje del orificio como plano de referencia, se tiene que la carga de velocidad (V) o dinámica, la carga de presión (P) o tensión y la carga geométrica o posición (h) son iguales.

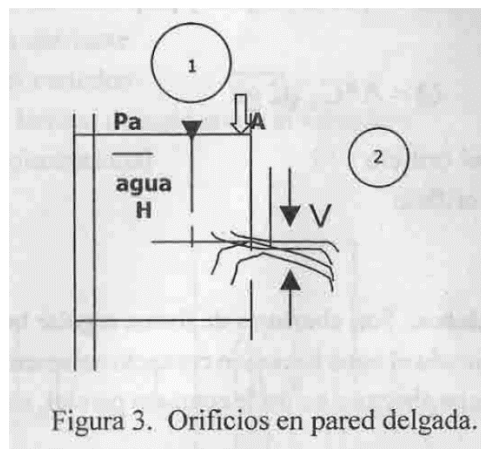


Figura 16 Método de los orificios. Fuente: García Rodríguez (1999)

Como lo más común es que la vena líquida escurra en la atmósfera, se tiene:

$$V = \sqrt{2gh}$$

Esta es la expresión del teorema de Torricelli que dice “cada partícula al atravesar un orificio, está animada de la misma velocidad que un cuerpo con caída libre, desde la superficie del líquido hasta el eje del orificio”

Designado como coeficiente de descarga (C_d) al producto del coeficiente de contracción del orificio por el coeficiente de reducción de la velocidad, la fórmula general para orificio en pared delgada y pequeños es:

$$Q = AC_d\sqrt{2gh}$$

Q= caudal del orificio

A= Área del orificio

H= altura

b) Relación sección–velocidad:

Es el más usado de los métodos de aforos. El análisis parte de la ecuación $Q =$

$$SV$$

(caudal = sección * velocidad)²³.

Para realizar el aforo debe tenerse una estación de aforos, que contiene una sección de medición donde se materializa el aforo, una escala hidrométrica para relacionar las alturas de agua en el momento del aforo, y un control de que esa estación de aforo sea una sección donde se asegure que la relación altura–caudal sea directa, y no que para una misma altura se manifiesten dos caudales, posibilitando la relación H–Q en todas las alturas de agua del río.

²³ *Ibidem*

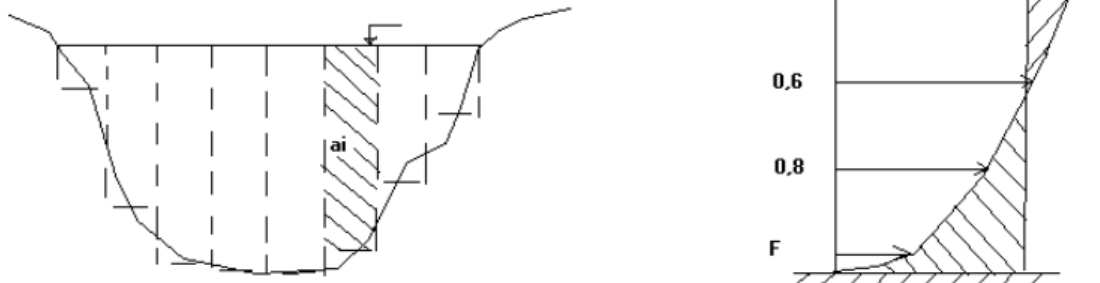


Figura 17 Medición de la altura en el caudal. Fuente: Marbello Pérez (2013)

El cálculo de caudal se llega midiendo la sección haciendo una batimetría, y subdividiendo la sección en áreas parciales donde se mide la profundidad en tramos separados un 10 % del ancho total. Para cada profundidad se asigna la superficie de escurrimiento equidistante con las demás profundidades, y la suma de todas da el área transversal total de escurrimiento.

En los mismos sitios de medición de profundidades a través de un molinete, se mide la velocidad de escurrimiento del agua con el molinete paralelo al escurrimiento y perpendicular a la sección de paso, a distintas profundidades que en su modo más completo implica medir en superficie, a 0,2 h, 0,6 h, 0,8 h y en el fondo, siendo h la profundidad de la vertical. El gráfico de la profundidad con las velocidades citadas se llama curva de velocidades de la vertical. Luego se calcula la velocidad promedio de cada vertical y los caudales parciales multiplicando la velocidad media de cada vertical por el área parcial, y sumando todas, da el caudal total de escurrimiento por la sección donde se realiza el aforo.

El molinete está compuesto por un cuerpo principal que en su parte delantera tiene a la hélice, elemento que gira con la oposición que le genera la velocidad del agua y debe ser contada la cantidad de vueltas que registra en un plazo determinado de tiempo, con un contador digital. Previamente el fabricante ha

entregado las ecuaciones que calculan la velocidad en base al número de revoluciones de la hélice.

El aforo por molinete requiere del siguiente instrumental de campaña: Molinete, cuyo elemento medidor de la velocidad es una hélice o una cazoleta, puede estar suspendido en el agua por cable accionado por un torno, o si la profundidad es menor por una barra fija apoyada en el fondo de la sección. En el primer caso es un aforo por pasarela y el segundo por vadeo. Según sea el caso y la sección de aforo se requiere una alcantarilla o un puente, vagonetas colgadas de un cable entre torres a ambos márgenes del río, o una embarcación.

En el caso de altas velocidades de escurrimiento y profundidades importantes, el molinete es arrastrado por la corriente, y como la medición de la velocidad debe realizarse sobre una profundidad perfectamente vertical, se requiere el auxilio de contrapesos o escandallos de distintos pesos, variables entre 5 y 50 kilos. Cuando aun así la velocidad del agua arrastra el molinete se debe hacer una corrección de la medición de la profundidad teniendo en cuenta el ángulo de arrastre.

c) Sección de control:

Tiene en cuenta las leyes que opera la hidráulica con un fluido como el agua. Es el más exacto, en especial para caudales bajos. Debe tener una sección de control donde se manifieste una energía específica, que es la mínima para escurrimiento del río, energía que se manifiesta por el tirante y la altura de velocidad²⁴. Esto produce el tirante crítico, que se puede provocar artificialmente en el cauce de un río, elevando el fondo del cauce, estrechando las márgenes de la sección, o combinando ambas modificaciones. Las secciones artificiales construidas se llaman vertederos, que son de pared delgada para caudales mínimos menores a $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$, y de pared gruesa para caudales mayores, con secciones de paso triangular o rectangular.

²⁴ Marbello Pérez, R. (2013). HIDROMETRÍA Y AFORO DE CORRIENTES NATURALES. MANUAL DE PRÁCTICAS DE LABORATORIO DE HIDRÁULICA. Medellín: Universidad Nacional de Colombia. Recuperado de: <http://bdigital.unal.edu.co/12697/68/3353962.2005.Parte%2013.pdf>
Fecha de consulta: 31 de julio de 2018.

Con la ecuación

$$Q = CLH^{3/2}$$

Se puede calcular el escurrimiento del río, con C coeficiente de contracción del vertedero, L ancho del vertedero y H altura de agua.

d) Relación sección–pendiente:

Parte el análisis de la fórmula de velocidad propuesta por Manning:

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2}$$

Donde n es el coeficiente de rugosidad de Manning, R radio hidráulico y S pendiente del pelo de agua²⁵. Requiere de un tramo del río lo más recto posible, uniforme en la conformación de la sección de escurrimiento, dos secciones específicas y la medición de la altura hidrométrica del río en el lugar. Con el promedio de las 2 secciones y los 2 radios hidráulicos, calculando la pendiente con el desnivel de agua dividido la longitud de separación entre secciones, y considerando que el delta h es la suma de la altura de agua más altura de velocidad más la altura de turbulencia, despreciando estas últimas por poca significación, se puede calcular el caudal multiplicando la sección de escurrimiento promedio por la velocidad según Manning. La precisión se obtiene con la seguridad de definición del coeficiente de rugosidad n.

Aforos por flotadores: En casos expeditivos donde no se requiere demasiada precisión, se puede usar el método de los flotadores. Son elementos que se tiran al agua, flotan y son arrastrados por la corriente, por lo que al medir el tiempo de traslado en una determinada longitud se estima la velocidad de escurrimiento. Los flotadores más utilizados con corchos, botellas, ramas, etc.).

El cálculo de la $V = L/T$, y el $Q = V S$, considerando que la velocidad es superficial, salvo que el flotador tenga un determinado peso y se hunda a una determinada profundidad, donde en ese caso será la velocidad de esa profundidad.

²⁵ *Ibídem*

3.4 Análisis de información hidrométrica

Al igual que los registros pluviométricos, los registros de caudales deben ser analizados en su consistencia antes de utilizarlos en cualquier estudio. Las inconsistencias pueden deberse a uno o más de los siguientes fenómenos: cambio en el método de recolección de la información, cambio en la ubicación de la sección de aforo, cambio en el almacenamiento superficial, cambio en el uso del agua en la cuenca.

Estas inconsistencias pueden detectarse mediante curvas doble másicas, en forma similar al caso de precipitaciones. En esta ocasión, para construir el patrón se convierten los caudales en magnitudes que sean comparables (gastos por unidad de área, escurrentía en mm o en porcentaje del gasto medio). Se supone que el patrón, al estar formado por varias estaciones, es confiable, es decir que no está afectado por posibles inconsistencias en alguna de las estaciones que forman, y por tanto cualquier quiebre en una curva doble másica se deberá a la estación en estudio.

Lo primero que se recomienda hacer cuando se detecta un quiebre es determinar si el quiebre es significativo o no. La curva doble másica no debe utilizarse para corregir datos de caudales. La corrección o ajuste debe hacerse analizando las posibles causas de la inconsistencia. Si el quiebre se debe a datos traducidos con una curva de descarga mal calculada, una retraducción de la información puede eliminar el quiebre. Si la inconsistencia se debe a extracciones hacia otras cuencas, aguas arriba de la sección en estudio, el agregar los caudales extraídos puede solucionar el problema. Si una inconsistencia bastante significativa se debe a cambios considerables en el uso de la tierra, se recomienda utilizar solamente los registros que representan las condiciones actuales y extenderlos en base a correlaciones.

3.4.1 La curva de duración

La curva de duración, llamada también curva de persistencia, es una curva que indica el porcentaje del tiempo durante el cual los caudales han sido igualados o excedidos. Para dibujarla, los gastos medios diarios, semanales o mensuales, se ordenan de acuerdo a su magnitud y luego se calcula el porcentaje de tiempo durante el cual ellos fueron igualados o excedidos. Así el caudal de persistencia 75% es el caudal que es igualado o excedido el 75% del tiempo, por ejemplo, 9 de los 12 meses del año²⁶.

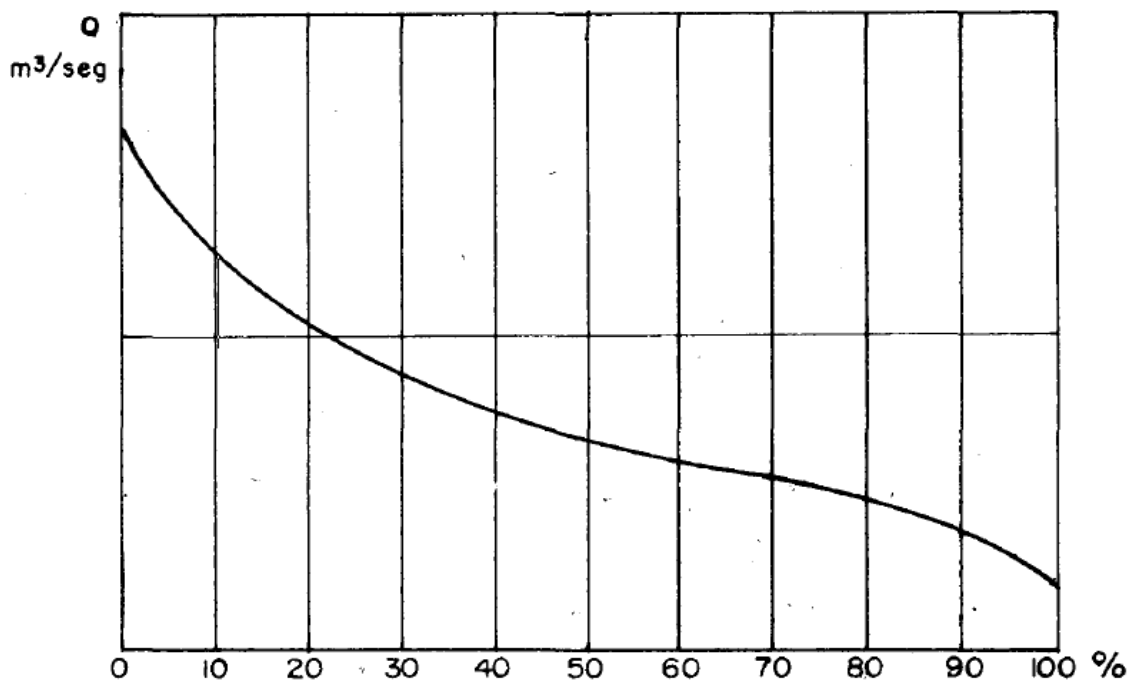


Figura 18 Curva de duración. Fuente: Chereque Morán (2000)

Las curvas de duración permiten estudiar las características de escurrimiento de los ríos. Su principal defecto como herramienta de diseño es que no presenta el escurrimiento en secuencia natural; no es posible decir si los caudales más bajos escurrieron en períodos consecutivos fueron distribuidos a lo largo del registro. Las curvas de duración son más útiles para estudios preliminares y para comparaciones entre corrientes.

²⁶ Chereque Morán. (2000) *Op. Cit*

La **figura 6** compara las curvas de duración de dos corrientes, P y R. El río P tiene características mucho más estables de escurrimiento; el río R no permite ninguna derivación permanente, en cambio el río P puede proporcionar como mínimo 10 m³/s para derivación directa. Para ambas corrientes sería necesario el almacenamiento para satisfacer una demanda de por ejemplo 15 m³/s, pero el volumen exigido por P (ASC) es mucho menor que para R (ESO). Por último, el río R produce un escurrimiento mucho más considerable que el P y con almacenamiento adecuado proporcionará un rendimiento mucho más alto. Sin embargo, las exigencias exactas de almacenamiento dependen de la secuencia efectiva del escurrimiento y no puede estimarse con precisión con las curvas de duración. Para eso se usa la curva masa, que es descrita en el apartado siguiente.

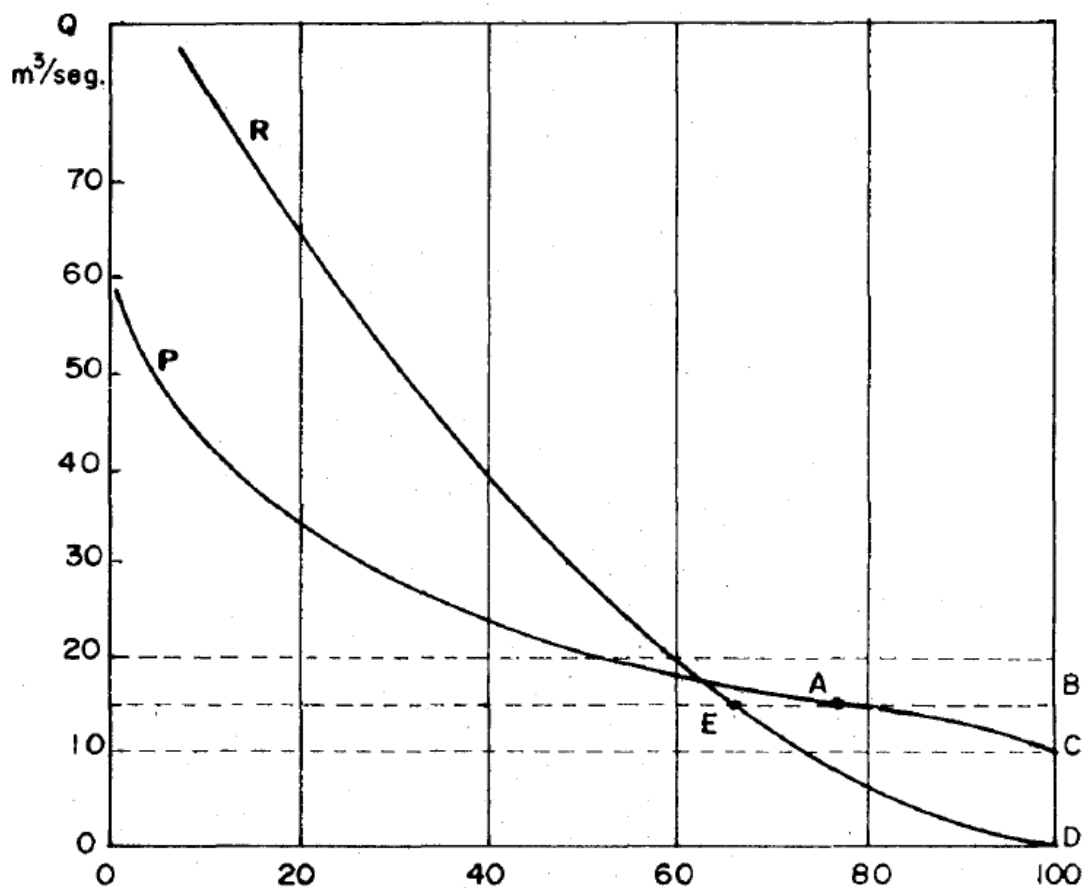


Figura 19 Comparación de dos corrientes. Fuente: Chereque Morán (2000)

3.4.2 La curva de masa

La curva masa, llamada también curva de volúmenes acumulados, es una curva que se utiliza en el estudio de regularización de los ríos por medio de embalses. Proporciona el volumen acumulado que ha escurrido en una estación en función del tiempo, a partir de un origen arbitrario. Es por ello una curva siempre creciente, que contiene a lo más pequeños tramos horizontales o casi horizontales correspondientes a los meses.

Supondremos, para los efectos de explicación, que se ha dibujado la curva masa para los tres años de mayor irregularidad dentro del tiempo de registros del río. La idea es estar prevenidos en caso se presente más adelante un período crítico como éste.

Dibujada la curva se puede conocer:

- a) El volumen discurrido desde el inicio del período hasta una fecha dada.
- b) El volumen discurrido entre dos fechas.
- c) El caudal medio correspondiente a un intervalo t_2 a t_1 que viene a ser proporcional a la pendiente de la recta que une los puntos de curva de abscisas t_2 , t_1 .
- d) El caudal en una fecha, que viene a ser proporcional a la pendiente de la recta tangente a la curva en el punto correspondiente.
- e) El caudal medio correspondiente a todo el período (tangente trigonométrica de la recta AB).

Nos proponemos ahora analizar la curva masa a fin de determinar la capacidad que debe tener un embalse destinado a obtener un caudal regulado igual al caudal medio de todo el período.

Entre A Y Q el caudal natural es mayor que el caudal regulado: hay un volumen disponible QR que se puede almacenar. Entre Q y P la relación se invierte, el caudal natural es ahora menor que el regulado: tiene que hacerse uso del volumen

QR almacenado. Un primer resumen entonces es que entre A y P se puede atender el caudal solicitado almacenando QR con agua del propio río.

Entre P y B, un análisis similar conduce a ver que para satisfacer el caudal solicitado hay necesidad de almacenar previamente un volumen ST y que esto hay que hacerlo antes que empiece a funcionar el embalse. Trazando por T una paralela a AB tendremos entonces:

QU capacidad mínima del embalse

AC volumen que hay que tener almacenado antes que empiece el período

QR volumen que hay que almacenar durante el período

En Q colmada la capacidad del reservorio

En T reservorio vacío

El estudio efectuado se refiere al aprovechamiento máximo de las aguas del río, es decir a una regulación óptima. También se puede pensar en regular el río a un caudal menor que el caudal medio del período. La determinación del volumen que debe tener el embalse se hace mediante un análisis similar, pero ya no para la recta AB sino para una recta cuya pendiente corresponda al gasto por regular. Tal cosa se ha efectuado en la Figura 20, donde se obtiene que para regular un caudal dado por la inclinación de la recta r se necesita un embalse de capacidad EF. Las líneas de demanda se trazan tangentes a la curva masa en los puntos más altos (M, N).

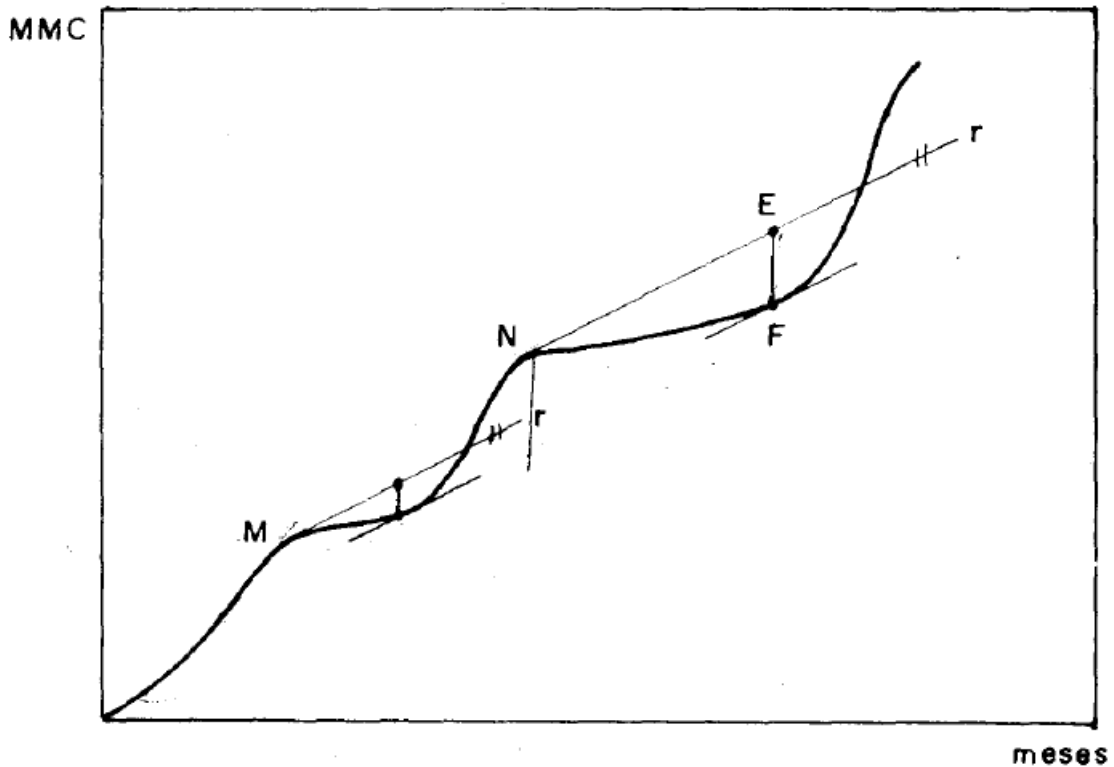


Figura 20 Capacidad de embalse. Fuente: Chereque Morán (2000)

La curva masa también puede utilizarse para determinar el valor del caudal regulado que puede esperarse con una determinada capacidad del vaso (Figura 21). En este caso las tangentes se trazan, siempre en los puntos altos de la curva masa (M, N) pero en una forma tal que su desviación máxima de la curva no exceda a la capacidad especificada del vaso (EF). La inclinación de la línea de demanda más plana es el caudal regulado.

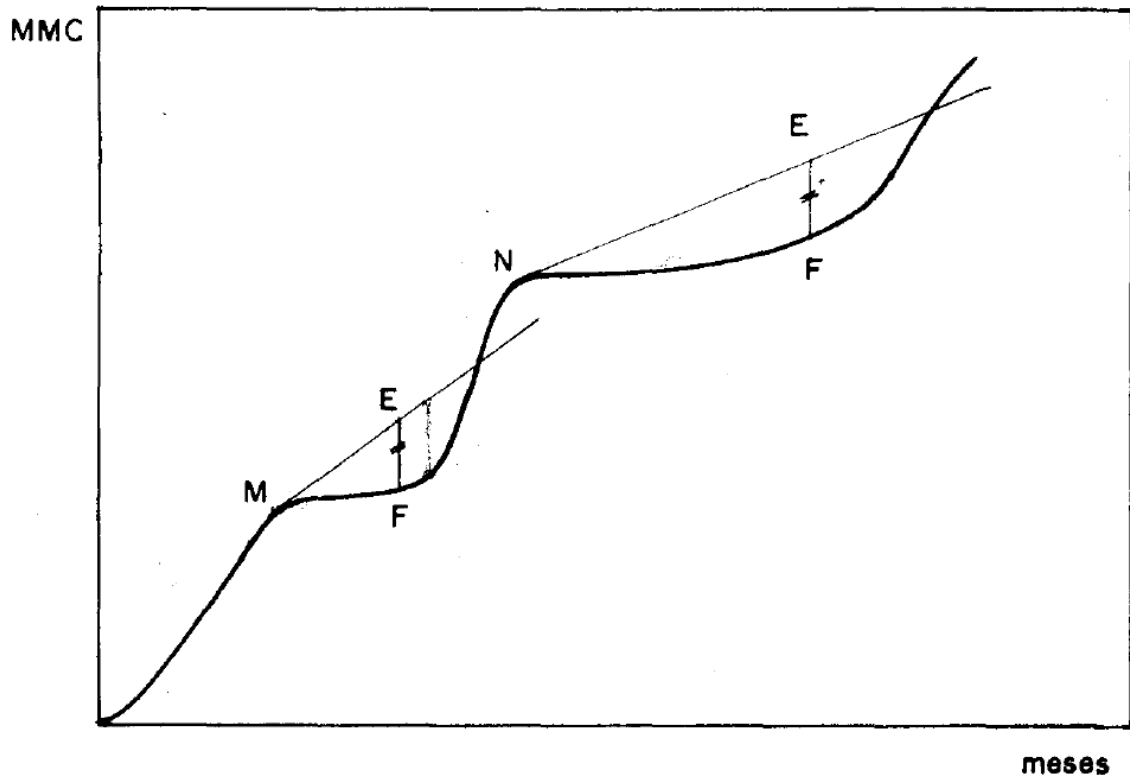


Figura 21 Causal regulado. Fuente: Chereque Morán (2000)

4 Capítulo 4. Hidrograma

El caudal de una corriente, en general, está constituido de dos partes. Una de ellas, el flujo base, proviene del agua subterránea y la otra, la escorrentía directa, proviene de las últimas lluvias. No todas las corrientes reciben aporte de agua subterránea, ni todas las precipitaciones provocan escorrentía directa. Sólo las precipitaciones importantes, es decir, intensas y prolongadas, producen un aumento significativo en la escorrentía de las corrientes. La contribución de agua subterránea a las corrientes de agua no puede fluctuar rápidamente debido a la baja velocidad del flujo. Las corrientes en cuenca con suelos permeables, y que reciben gran aporte de agua subterránea, muestran caudales altos sostenidos a lo largo del año, con una relación baja entre caudales de avenidas (crecidas) y caudales medios.

Las corrientes en cuencas con suelos de baja permeabilidad, y que más bien aportan agua a los acuíferos, presentan relaciones altas entre caudales pico y promedio, con caudales muy bajos o nulos entre crecientes. El hidrograma A de la Figura 1 corresponde a las corrientes del primer tipo, y el hidrograma S a las del segundo tipo. Nuestros ríos que desembocan en el Pacífico tienen características del tipo B²⁷.

²⁷ Chereque Morán, W. (2000) Hidrología para estudiantes de ingeniería civil. Perú: Universidad Pontificia.

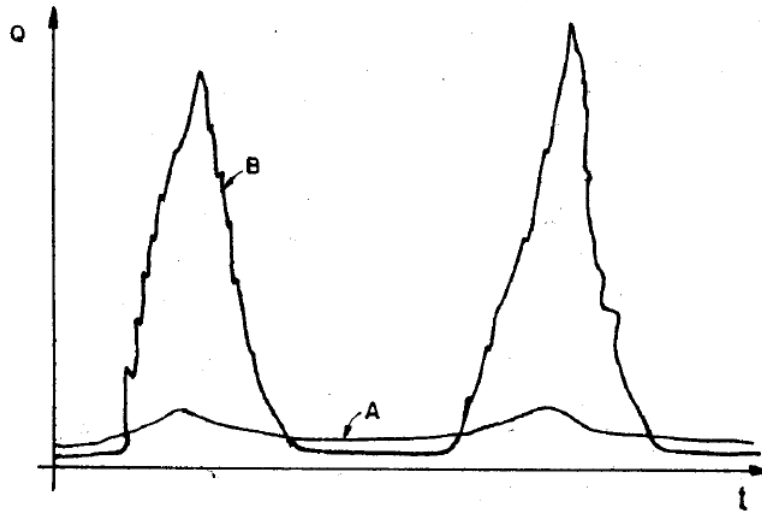


Figura 22 Caudales medios y caudales picos. Fuente: Chereque Moran (2000)

Los hidrogramas de crecidas vienen a ser los hidrogramas resultantes de lluvias importantes aisladas. Su estudio es bastante útil para el diseño de los aliviaderos de las presas de embalse, cuya misión es la de dejar salir del embalse las aguas provenientes de avenidas. También es útil el estudio de los hidrogramas de crecidas para otros proyectos, como defensas contra las inundaciones, predicción de avenidas, y otros.

4.1 El Hidrograma Típico

El hidrograma típico de una tormenta aislada (Figura 23) consta de una rama ascendente, un segmento de cresta y una rama descendente o curva de recesión.

La forma de la rama ascendente está influenciada sobre todo por las características de la lluvia que causa el ascenso. La forma de la recesión en camino es bastante independiente de ello y más bien depende de las características de la cuenca. Se asume por lo general que el punto de inflexión de la curva de recesión coincide con el tiempo al cabo del cual cesa la escorrentía superficial hacia los cursos; de ahí en adelante la curva representa el aporte de agua almacenada dentro de la cuenca. El último tramo de la curva de recesión representa casi completamente el flujo de agua subterránea.

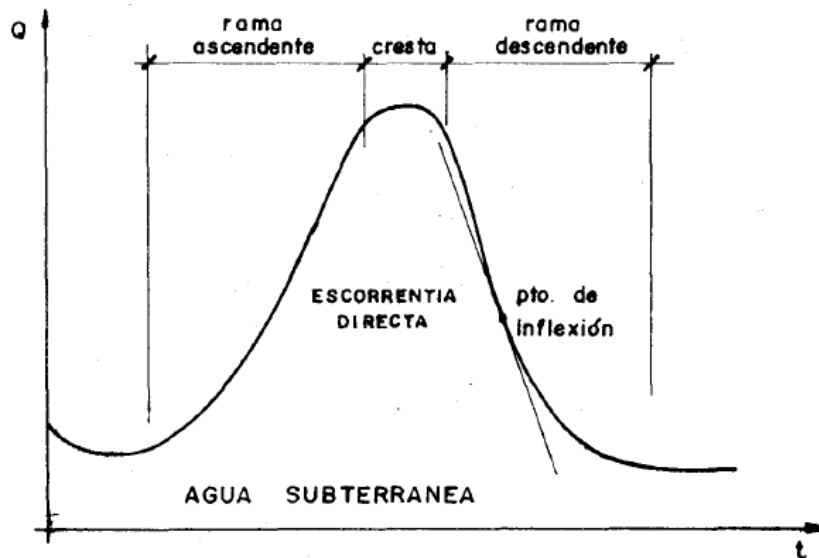


Figura 23 El hidrograma típico. Fuente: Chereque Moran (2000)

4.1.1 Separación en el hidrograma

En un hidrograma de crecida hay necesidad de separar lo que es escorrentía directa y lo que es flujo base. No existe una forma única de hacer la separación, y puesto que las definiciones de las dos componentes un tanto arbitrarias los métodos de separación son también arbitrarios.

Supongamos ya efectuada la separación (Figura 24). El método empleado debe ser tal que el tiempo de escorrentía directa T llamado tiempo base sea siempre el mismo de tormenta a tormenta de la misma duración y en la misma cuenca. Hay que tener cuidado con esto porque sólo así se puede aplicar el concepto de hidrograma unitario que se estudia luego.

El primer intento realizado para efectuar la separación consiste en terminar la escorrentía directa un tiempo prefijado después del pico del hidrograma. Se ha formulado para este tiempo N en días:

$$N = a A^b$$

Donde A es el área de la cuenca en km^2 y a , b coeficientes empíricos. Hallados a , b , para una región, se ha sugerido aumentar N en un 50% para hoyas largas y angostas u hoyas con pendientes suaves, y disminuir N en un 10% para cuencas empinadas. Sin embargo, el valor de N quizá sea mejor determinarlo observando un cierto número de hidrogramas, teniendo presente que el tiempo base no debe ser excesivamente largo y que el incremento en aporte de agua subterránea no debe ser muy grande.

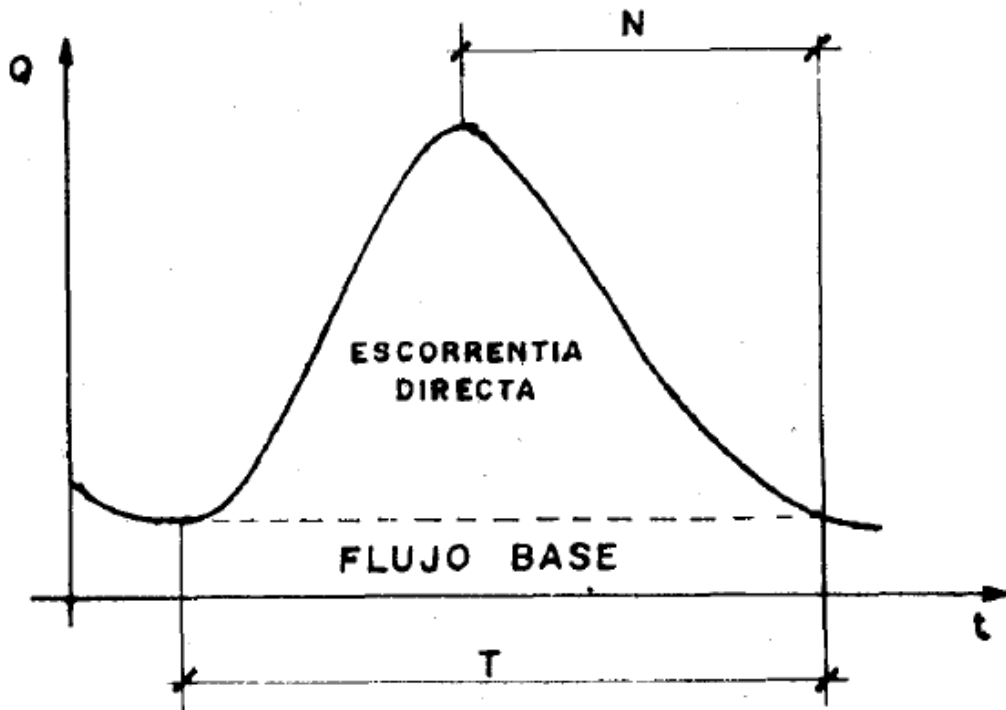


Figura 24 Separación en el hidrograma. Fuente: Chereque Moran (2000)

Un procedimiento para la separación del hidrograma consiste en prolongar la recesión anterior a la tormenta hasta un punto bajo el pico del hidrograma (AB, Figura 25), y conectar este punto mediante una línea recta con uno sobre el hidrograma localizado N días después del pico (punto C).

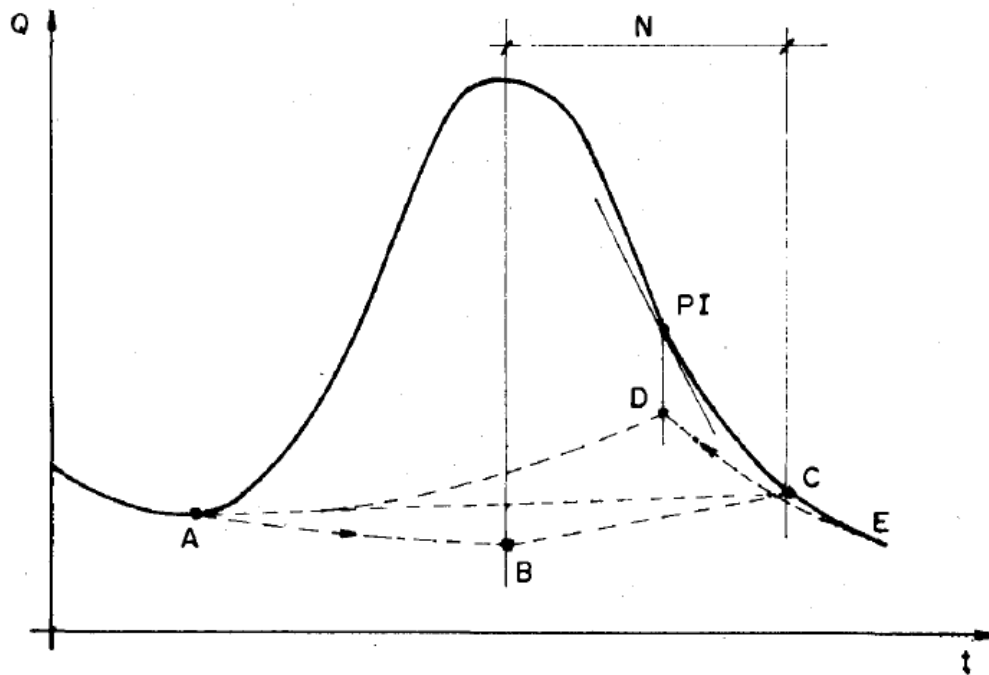


Figura 25 Métodos de separación. Fuente: Chereque Moran (2000)

Otro procedimiento consiste en trazar simplemente la recta AC. La diferencia en el volumen del flujo base por estos dos métodos es tan pequeña que se justifica la simplificación siempre y cuando, naturalmente, se utilice consistentemente un solo método.

Un tercer método de separación se ilustra mediante la recta ADE. Se proyecta hacia atrás la línea de recesión hasta un punto bajo el punto de inflexión de la rama descendente; luego se traza un segmento arbitrario ascendente desde A (inicio de la rama ascendente) hasta conectarse con la recesión antes proyectada. Este método de separación es susceptible de un estudio analítico y es el indicado cuando el aporte de agua subterránea es relativamente grande y llega a la corriente con rapidez.

4.2 El Hidrograma Unitario

Es propósito del presente capítulo mostrar cómo obtener, para una cuenca, el hidrograma de crecida correspondiente a una tormenta dada. Esto se resuelve mediante la técnica del hidrograma unitario. Por esta razón se describirá primero en qué consiste el hidrograma unitario y como se obtienen los de una cuenca determinada.

4.2.1 Definición

Puesto que las características físicas de la cuenca (forma, tamaño, pendiente, cubierta, etc.) son constantes, se debe esperar una similitud considerable en la forma de los hidrogramas resultantes de tormentas parecidas. Esta es la esencia del hidrograma unitario tal como lo propuso Sherman en 1932, bajo las siguientes hipótesis²⁸:

a) Tiempo base constante. Para una cuenca dada, la duración total de escurrimiento directo o tiempo base es la misma para todas las tormentas con la misma duración de lluvia efectiva, independientemente del volumen total escurrido. Todo hidrograma unitario está ligado a una duración de la lluvia en exceso.

b) linealidad o proporcionalidad. Las ordenadas de todos los hidrogramas de escurrimiento directo con el mismo tiempo base, son directamente proporcionales al volumen total de escurrimiento directo, es decir, al volumen total de lluvia efectiva. Como consecuencia, las ordenadas de dichos hidrogramas son proporcionales entre sí (véase Figura 26).

c) Superposición de causas y efectos. El hidrograma que resulta de un periodo de lluvia dado puede superponerse a hidrogramas resultantes de periodos lluviosos precedentes (véase Figura 27).

El concepto del hidrograma unitario se ha usado de manera muy extensa en prácticamente todo el mundo desde su publicación original. Esta idea se ha

²⁸ Robinson, M. (2017). Hydrology: principles and processes. London: IWA Publishing.

ampliado y mejorado de manera considerable desde entonces. A continuación se verán las principales formas de aplicación del concepto.

El hidrograma unitario de las t_1 horas de una cuenca se define como el hidrograma de escorrentía directa resultante del cm de lluvia neta caída en t_1 horas, generada uniformemente sobre el área de la cuenca a una tasa uniforme (Figura 26).

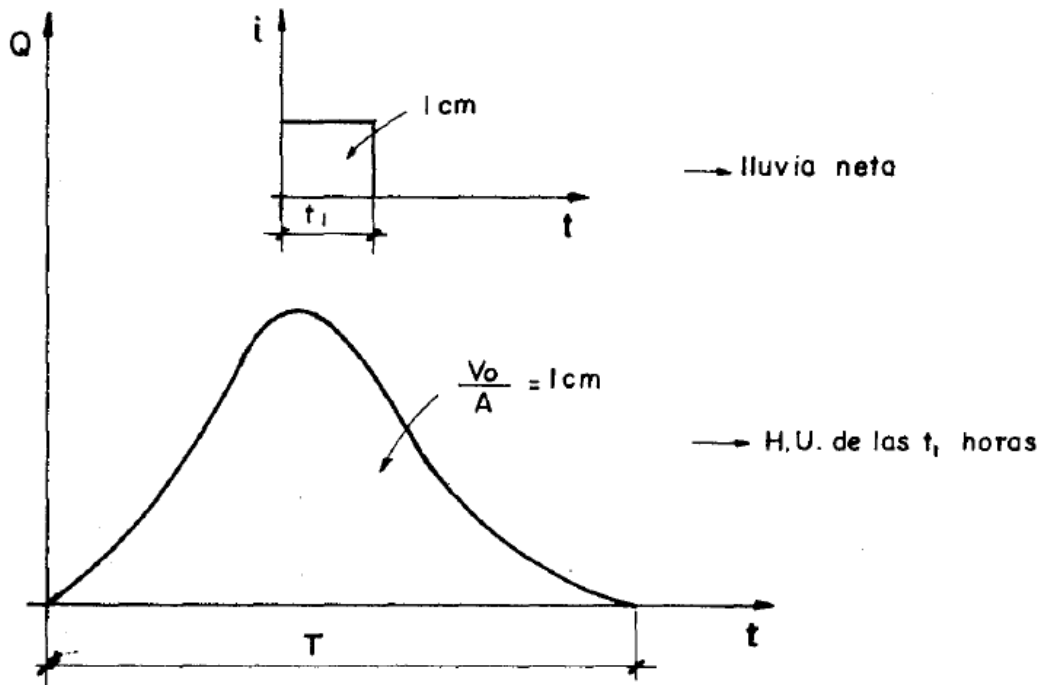


Figura 26 Hidrograma unitario. Fuente: Robinson (2017).

La definición anterior y las siguientes hipótesis constituyen la teoría del hidrograma unitario.

- La lluvia neta es de intensidad uniforme en el período t_1 horas.
- La lluvia neta está uniformemente distribuida en toda el área de la cuenca.
- Los hidrogramas generados por tormentas de la misma duración tienen el mismo tiempo base a pesar de ser diferentes las láminas de lluvia neta.

d) Las ordenadas de escorrentía directa de hidrogramas del agua t_1 tiempo base son proporcionales a las láminas de escorrentía directa representadas por los hidrogramas. Se conoce como principio de proporcionalidad²⁹ (Figura 27).

e) Para una cuenca dada, el hidrograma de escorrentía directa debido a una tormenta refleja todas las características combinadas de la cuenca. Quiere decir que a tormentas iguales corresponden hidrogramas también iguales. Se conoce como principio de invariancia.

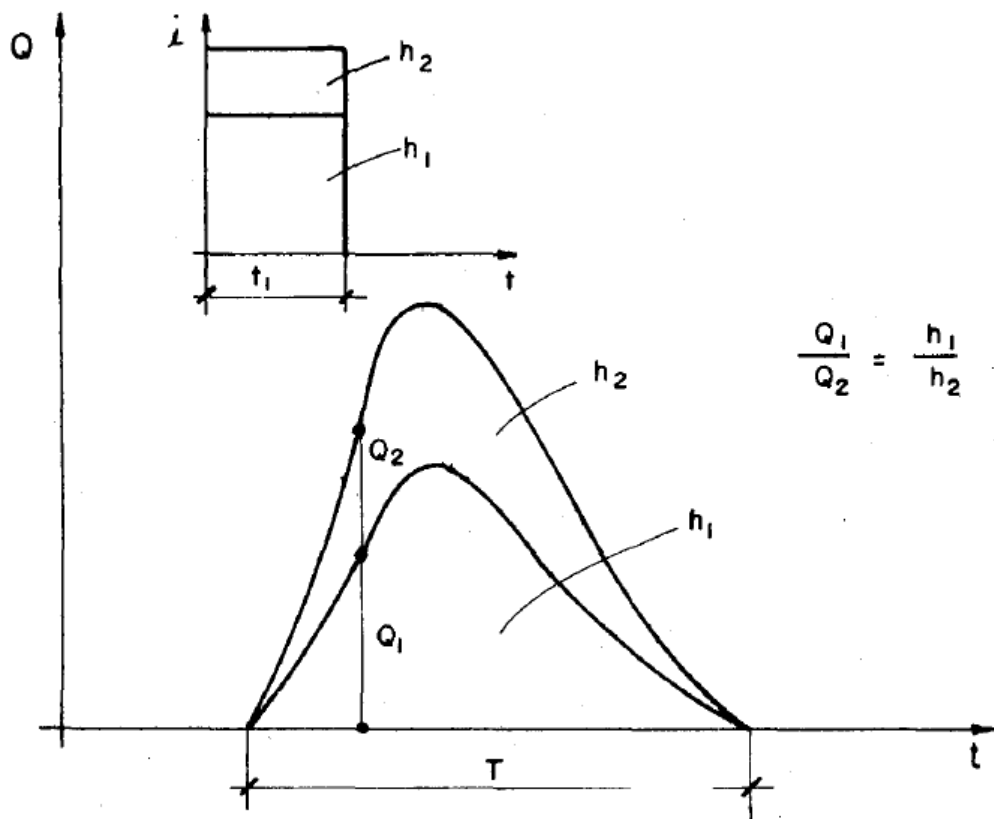


Figura 27 Principio de proporcionalidad. Fuente: Robinson (2017).

4.3 Principio de superposición

Planteamiento: conocido el hidrograma de escorrentía directa (A) correspondiente a la lluvia neta de lámina h_1 y duración t , encontrar el hidrograma de escorrentía

²⁹ *Ibidem*

directa correspondiente a la lluvia compuesta de dos períodos, de láminas h_2 , h_3 e igual duración t de cada uno (Figura 28).

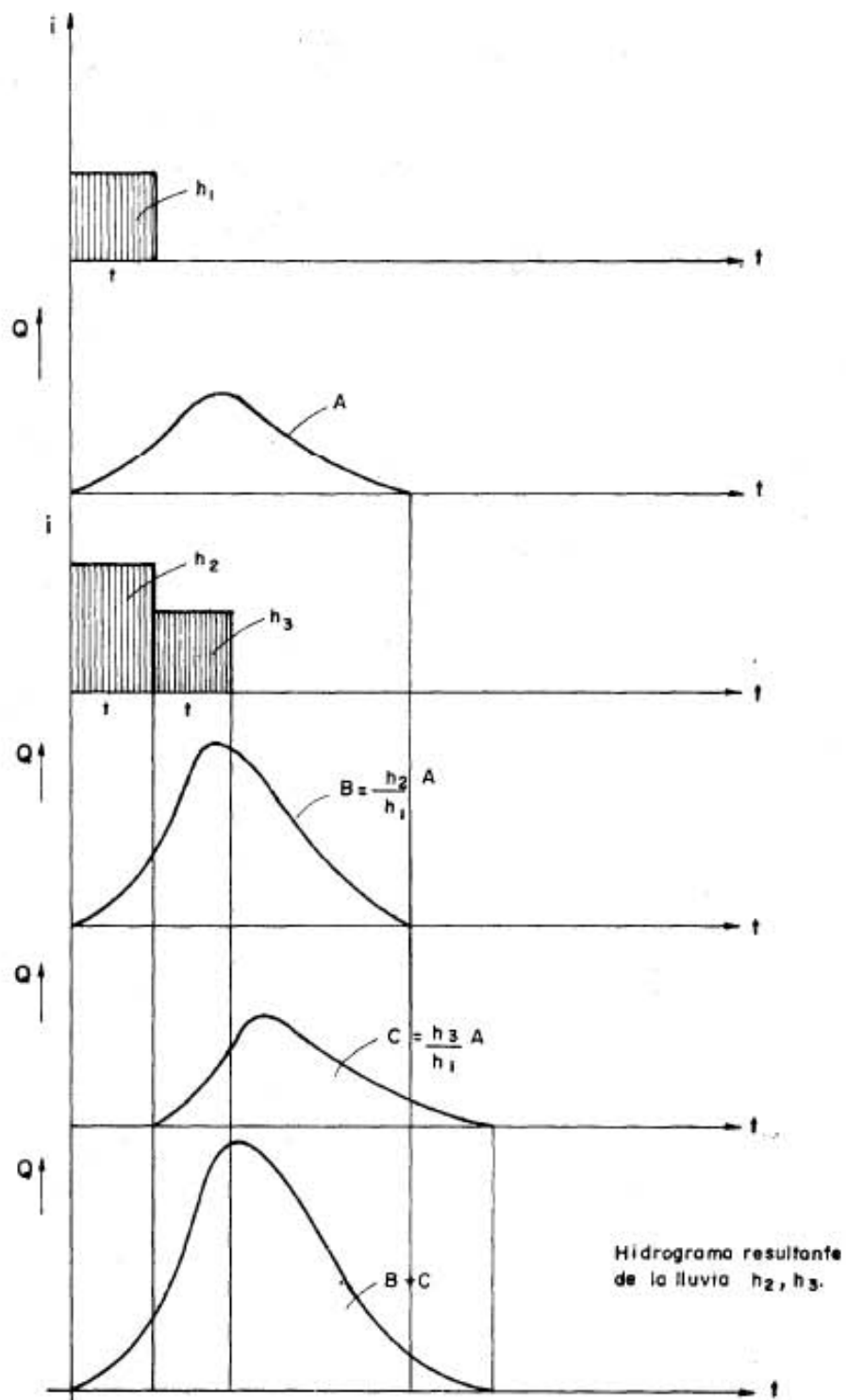


Figura 28 Principio de superposición. Fuente: Robinson (2017).

4.4 Obtención de los H.U.

Se parte de conocer el hidrograma resultante de una lluvia neta uniforme de duración conocida (t_1 horas). Se trata de hallar el H.U. de las t_1 horas para esa cuenca. El método consiste en (Figura 29)³⁰:

1° separar el flujo base de la escorrentía directa

2° por planimetría obtener el volumen de escorrentía (V_o) directa

3° obtener la lámina de escorrentía directa (h), dividiendo el volumen V_o entre el área de la cuenca:

$$\frac{V_o}{A} = h$$

Esta lámina de escorrentía directa es, por definición, igual a la lámina de lluvia neta.

4° dividir las ordenadas de escorrentía directa entre la lámina h . Los valores obtenidos son las ordenadas del H.U. de las t_1 horas.

³⁰ *Ibíd*

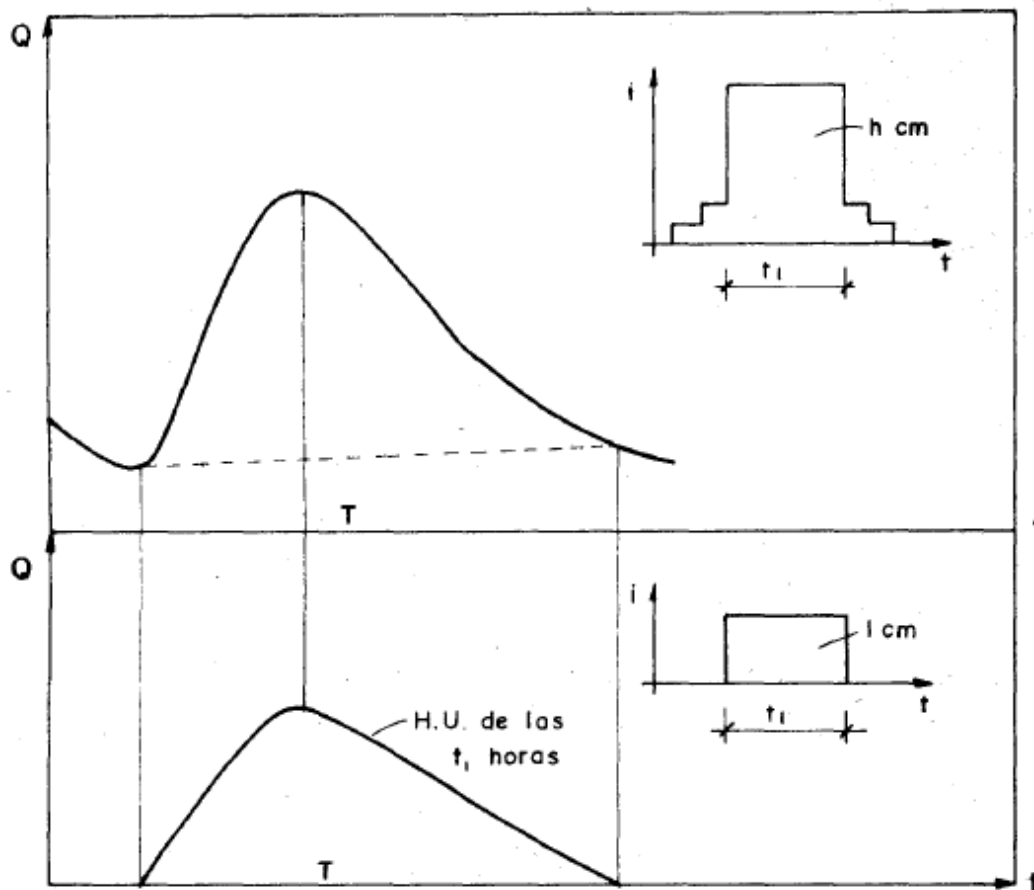


Figura 29 Obtención del H.U. Fuente: Robinson (2017).

Para un mejor resultado conviene obtener varios H.U. de la misma duración y promediarlos. Hay que tener presente que el promedio de dos H.U. no se logra promediando las ordenadas, sino que hay que seguir este procedimiento (Figura 30).

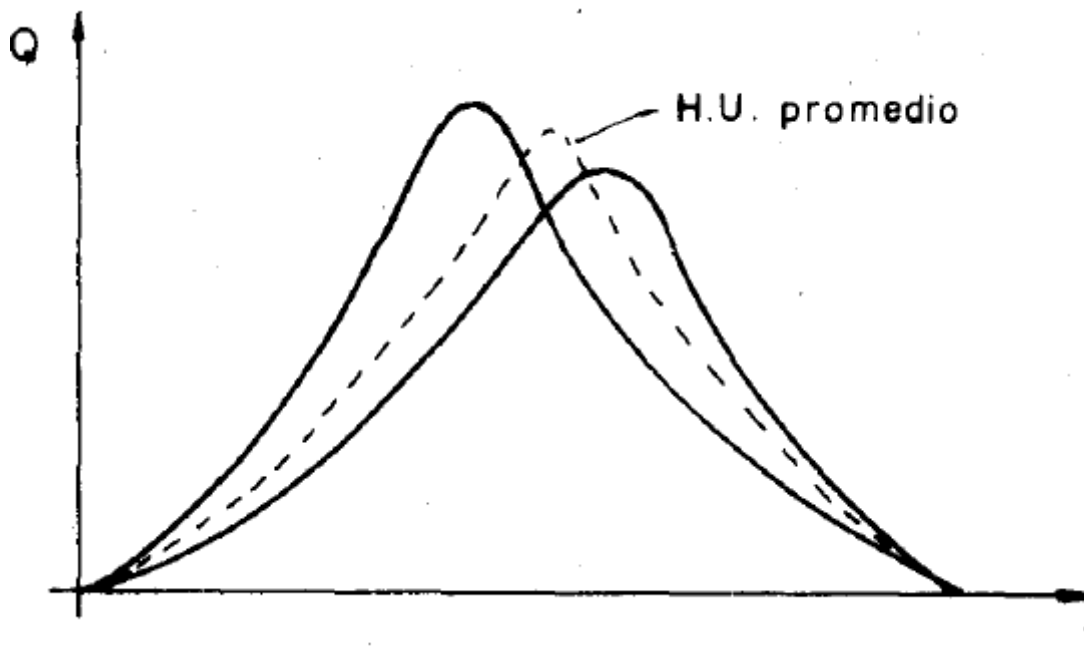


Figura 30 Promedio de dos H. U. Fuente: Robinson (2017).

1° calcular el pico promedio y el tiempo al pico promedio,

2° dibujar el H.U. promedio siguiendo la forma de los otros dos y chequeando que tenga una lámina de 1 cm.

4.5 La Curva S

La curva S de una cuenca se dibuja a partir del H.U. de las t_1 horas y sirve para obtener el H.U. de las t_2 horas. Aquí radica su enorme importancia: permite derivar hidrogramas unitarios é partir de uno conocido³¹.

Se llama curva S (Figura 31) el hidrograma de escorrentía directa que es generado por una lluvia continua uniforme de duración infinita. La lluvia continua puede considerarse formada de una serie infinita de lluvias de período p tal que cada lluvia individual tenga una lámina de 1 cm. El efecto de la lluvia continua se halla sumando las ordenadas de una serie infinita de hidrogramas unitarios de t_1 horas según el principio de superposición.

³¹ Benoit Hingray, C. (2015). Hydrology: a science for engineers. Boca Raton, Florida: CRC Press

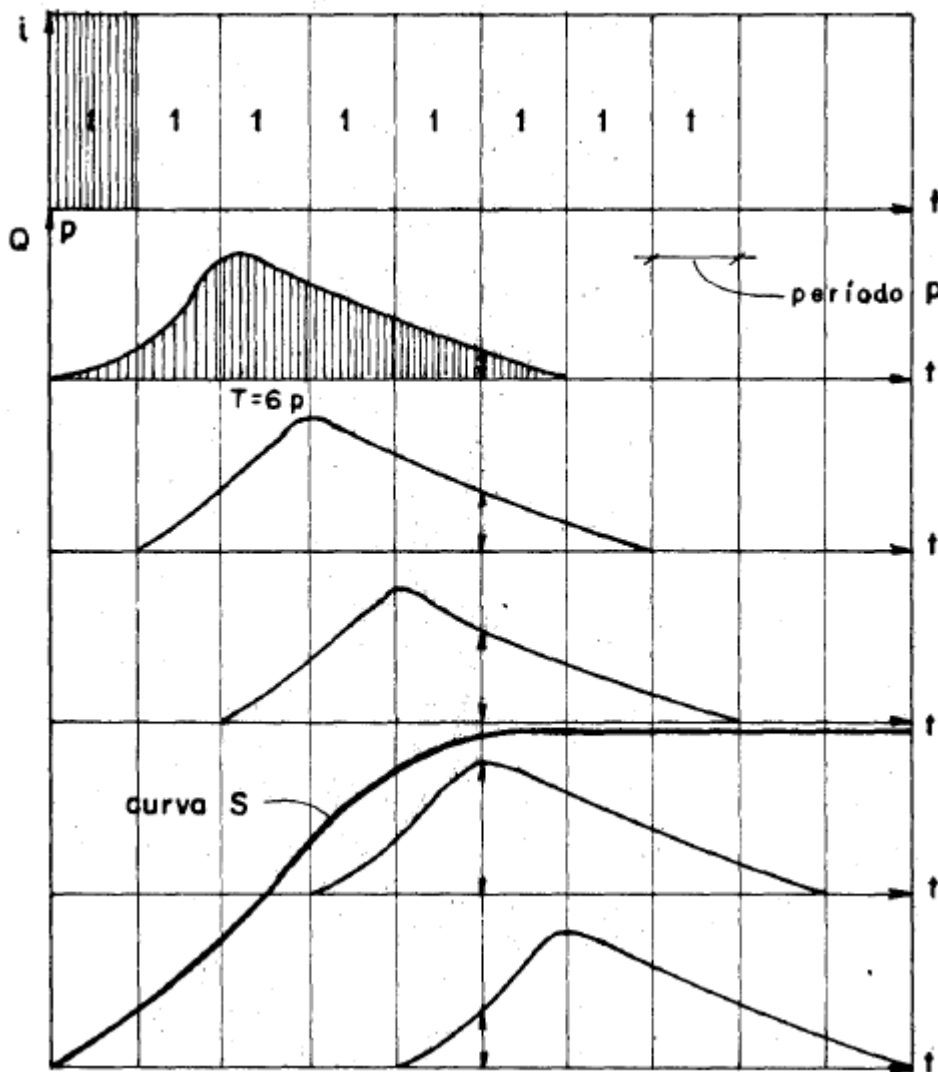


Figura 31 La curva S. Fuente: Chereque Moran (2000)

En el esquema de la Figura 10 el tiempo base del H.U. es igual a 6 periodos. La suma máxima de ordenadas se alcanza después de 5 periodos (uno menos que el tiempo base), cuando la ordenada de la curva S es igual a la suma de todas las ordenadas del H.U.

Dibujada la curva S a partir del H.U. de las t_1 horas puede ser usado para obtener el H.U. de las t_2 horas, según el siguiente procedimiento (Figura 32).

- 1 dibujar la curva S a partir del H.U. de las t_1 horas,
- 2 dibujar la misma curva S desplazada t_2 horas a la derecha,
- 3 multiplicar la diferencia de ordenadas de las dos curvas S por el factor t_1/t_2 para obtener las ordenadas del H.U. de las t_2 horas.

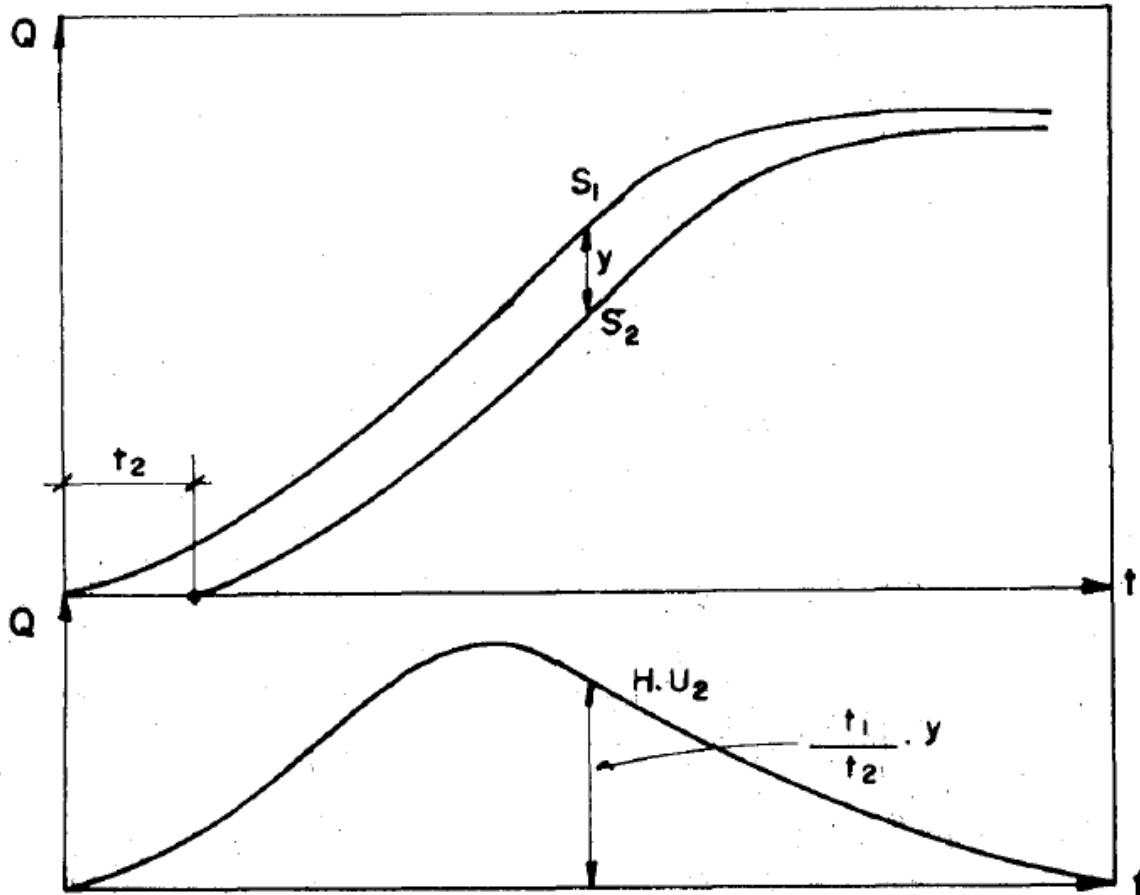


Figura 32 Aplicación de la curva S. Fuente: Chereque Moran (2000)

El procedimiento es válido para t_2 mayor O menor que t_1 . En cuanto al tiempo base resulta:

$$T_{b2} = T_b \cdot t_1 + t_2$$

4.5.1 Aplicación de los H.U.

Conocido el H.U. de una cuenca para una cierta duración, ese H.U. permite obtener el hidrograma de escorrentía directa correspondiente a una tormenta simple de igual duración y una lámina, cualquiera de lluvia neta, o el correspondiente a una tormenta compuesta de varios períodos de igual duración y láminas cuales quiera de lluvia neta. Precisamente la Figura 12 muestra esta última aplicación debiéndose observar que para hallar el hidrograma resultante se hace uso del método de superposición.

4.6 Hidrogramas Unitarios Sintéticos

Los hidrogramas unitarios se pueden obtener por el método descrito anteriormente sólo cuando se dispone de registro para las cuencas sin registros han sido sugeridos los hidrogramas unitarios sintéticos; que se construyen en base a fórmulas obtenidas empíricamente, Los esfuerzos han sido orientados a obtener fórmulas para el tiempo al pico, el caudal pico y el tiempo base. Estos datos y el hecho de que la lámina de escorrentía directa debe ser la unidad, permiten el trazado del H.U. La mayoría de los estudios se basan en lo que se llama el tiempo' de retardo de la cuenca, generalmente definido como el tiempo desde el centro de gravedad del histograma de lluvia neta hasta el pico del hidrograma (Figura 33).

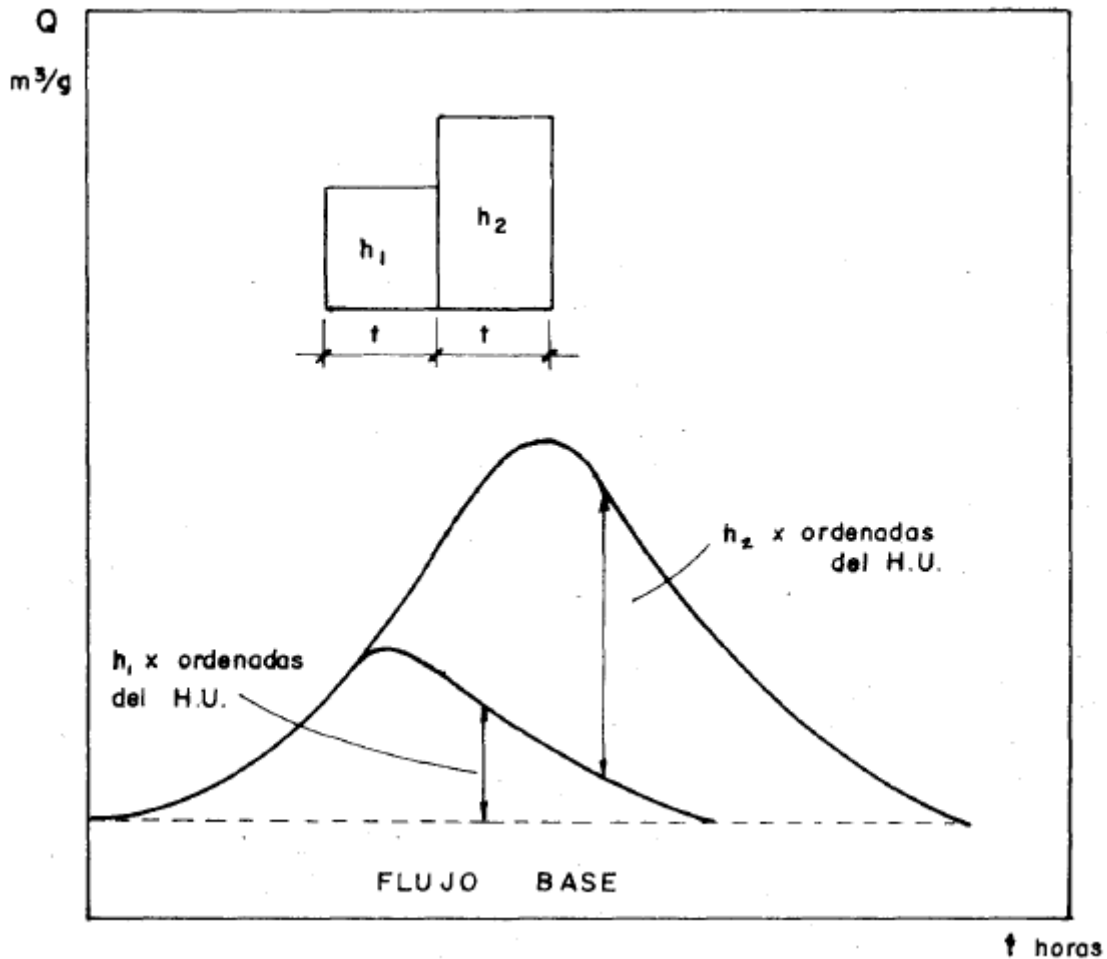


Figura 33 Aplicación de los H. U. Fuente: Chereque Moran (2000)

A continuación se describe el procedimiento sugerido por Snyder, el primero de su género, desarrollado en los Estados Unidos³²:

$$T = C1(L * LC)^{0.3}$$

Ecuación 1

TL= tiempo de retardo de la cuenca, en horas.

L= longitud de la corriente principal desde el punto inicial de las aguas hasta el punto de desagüe de la cuenca, en km.

³² Reyes Chávez, L. (2014). Hidrología básica. México: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua; UNAM.

LC= distancia desde el punto de desagüe hasta el punto de la corriente principal más próximo al centro de gravedad de la cuenca, en km.

C1= coeficiente que varía entre 1.35 y 1.65, con los valores menores para las cuencas con pendientes más fuertes.

(El producto $L \cdot L_c$ es una medida del tamaño y la forma de la cuenca).

Antes de establecer la fórmula para el caudal pico, es necesario adoptar una duración tipo de lluvia neta (T). Snyder adoptó:

$$T = \frac{TL}{5.5}$$

Ecuación 2

Para lluvias de esta duración:

$$QP = \frac{7000 C_2 A}{TL}$$

Ecuación 3

Qp caudal pico, en L/seg, para una lámina de escorrentía directa de 1 pulg (25.4 mm).

A= área de la cuenca, en km²

C2= coeficiente que varía entre 0.56 y 0.69

Para el tiempo base rige la fórmula:

$$T_b = 3 + 3 \frac{TL}{24}$$

Ecuación 4

Tb= tiempo base, en días.

TL= tiempo de retardo, en horas.

Las ecuaciones 1, 3, 4 definen los tres elementos necesarios para construir el H.U. para una duración tipo dada por 2. Para cualquier otra duración TD el tiempo de retardo viene dado por:

$$T = TL + \frac{Td - T}{4}$$

Ecuación 5

Se emplea este retardo modificado en las ecuaciones 3 y 4.

Las fórmulas de Snyder fueron obtenidas a partir del estudio de cuencas de la región de los montes Apalaches. Al ser probadas en otras regiones se observó que los coeficientes C1 C2 varían de modo apreciable. Por ello, la mejor manera de emplear estas ecuaciones es deducir valores de C1 C2, a partir de los H.U. de cuencas medidas de características similares a la cuenca problema. Con lo que el procedimiento se convierte en un medio de trasposición de las características de los H.U. de una cuenca a otra.

4.7 Hidrograma unitario sintético

Para usar el método del hidrograma unitario, en cualquiera de las modalidades vistas en este capítulo, siempre es necesario contar con al menos un hidrograma medido a la salida de la cuenca, además de los registros de precipitación. Sin embargo, la mayor parte de las cuencas, no sólo en nuestro país, sino en todo el mundo, no cuentan con una estación hidrométrica o bien con los registros pluviográficos necesarios. Por ello, es conveniente contar con métodos con los que puedan obtenerse hidrogramas unitarios usando únicamente datos de características generales de la cuenca. Los hidrogramas unitarios así obtenidos se denominan sintéticos. Debido a su importancia, se ha desarrollado una gran cantidad de hidrogramas unitarios sintéticos; a continuación se explicará uno de ellos.

De acuerdo a lo que se ha estudiado, es posible construir el HU de una cuenca siempre y cuando se cuente con registros de lluvia y escurrimiento, pero sin embargo, no todas las cuencas se encuentran instrumentadas con estaciones climatológicas. Por lo que se requiere de algún método para obtener los hidrogramas para cuencas que no cuentan con registros. Los procedimientos de hidrogramas unitarios sintéticos se utilizan para desarrollar hidrogramas unitarios para otros puntos en la corriente dentro de la misma cuenca o incluso para cuencas adyacentes con características similares.

Se han empleado tres métodos³³:

- a) Aquellos que relacionan las características de la cuenca (Snyder, 1938).
- b) Transposición de HU de una cuenca a otra (*Soil Conservation Service*, 1972).
- c) Métodos de Tránsito de Avenidas.

La mayoría de los estudios se enfocaron a determinar el tiempo pico, el gasto pico y el tiempo base, esta información sumada al hecho de que el volumen debe ser igual a una lámina unitaria, permite trazar el hidrograma unitario completo.

HIDROGRAMA UNITARIO SINTÉTICO DE SNYDER

Los elementos a considerar para la aplicación de este método sintético se representan en el gráfico siguiente (ver Figura 34):

Donde:

t_r = duración de la lluvia unitaria (horas);

t_p = tiempo de retardo o tiempo transcurrido entre el centro de gravedad de la lluvia efectiva y el pico del hidrograma de escurrimiento directo (en horas);

t_b = tiempo de base del hidrograma (horas);

q_p = caudal pico del hidrograma.

³³ Citados en Reyes Chávez (2014).

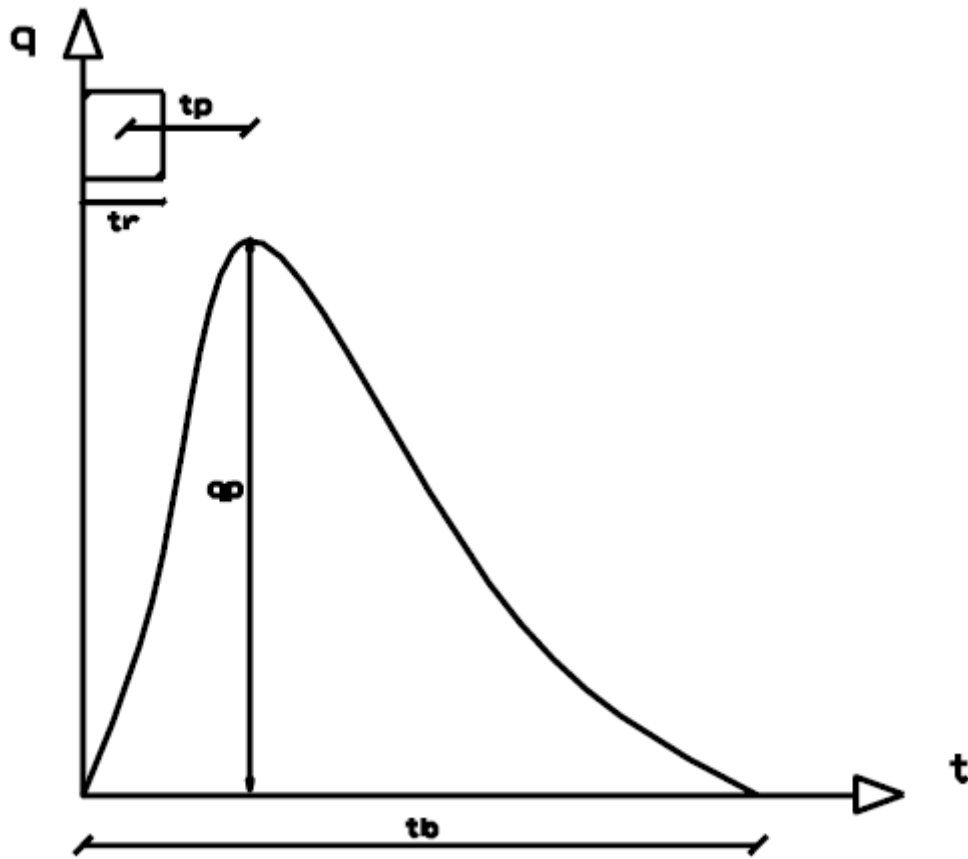


Figura 34 Hidrograma unitario sintético de Snyder. Fuente: Reyes Chávez (2014).

Para calcular el tiempo de retardo, Snyder propone la siguiente fórmula (ver Figura 35):

$$t_p = C_t (L \times L_{cg})^{0.3}$$

Ecuación 6

Donde:

L = longitud de la corriente principal del río desde la estación de aforos -o desembocadura -al punto más alejado de la cuenca (en km);

L_{cg} = distancia entre la estación de salida -desembocadura- y el centro de gravedad de la cuenca, medida sobre el cauce principal, en km;

C_t = coeficiente de retardo de Snyder, dependiente de las características físicas de la cuenca.

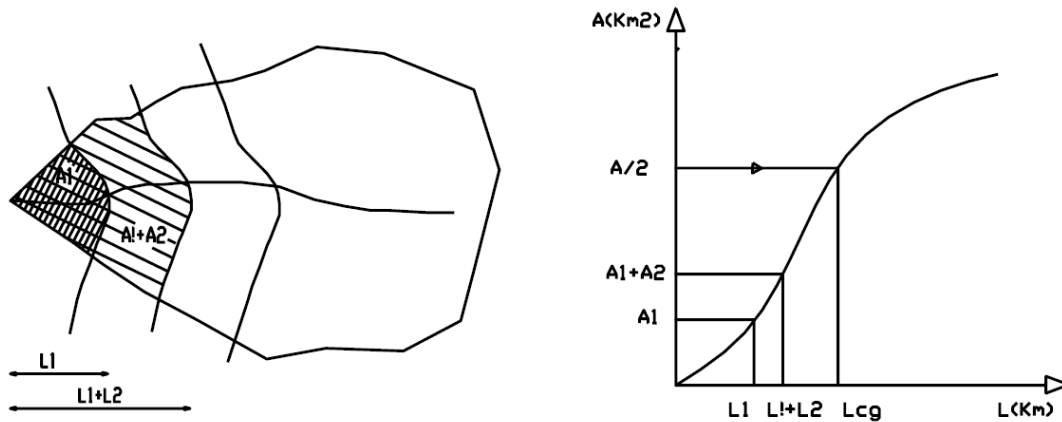


Figura 35 Tiempo de retardo de acuerdo a Snyder. Fuente: Reyes Chávez (2014).

El parámetro L_{cg} puede determinarse representando gráficamente la relación existente entre las áreas comprendidas entre curvas de nivel, acumuladas, y las sucesivas longitudes del curso principal comprendidas en dichas áreas, también acumuladas.

Sobre esa relación, que constituye una curva de masa, se ingresa con el 50% del área acumulada total y se lee sobre el eje de longitudes el valor de L_{cg} buscado.

El coeficiente C_t varía entre 1,35 y 1,65 para las áreas de montaña, con inclinación a tomar valores más bajos cuando se trata de cuencas con pendientes altas. Una forma práctica de determinarlo consiste en aplicar la fórmula propuesta por Taylor-Schwartz:

$$C_t = \frac{1.65}{(\sqrt{i})^{0.38}}$$

Ecuación 7

i = pendiente del curso principal

Conocido el tiempo de retardo (t_p) se puede calcular la duración de la lluvia unitaria (t_r):

$$t_r(\text{horas}) = \frac{t_p}{5.5}$$

Ecuación 8

y el caudal pico del hidrograma:

$$q_p = \frac{7 \times C_p \times A}{t_p} (\text{m}^3 / \text{s})$$

Ecuación 9

valor que resultará para una lluvia unitaria de $h_e = 25\text{mm}$ (aprox. 1 pulgada) y de una duración unitaria t_r .

Cuando se trata de analizar una lluvia de una duración T_R distinta de la unitaria (t_r) definida por Snyder, el tiempo de retardo resulta modificado y se expresa recalculado en función de la nueva duración:

$$t_{pr} = T_p + \frac{T_R - t_r}{4}$$

Ecuación 10

de modo que el caudal pico se recalcula haciendo:

$$q_p = \frac{7 \times C_p \times A}{t_{pr}} (\text{m}^3 / \text{s})$$

Ecuación 11

y el tiempo de base del hidrograma de escurrimiento directo será:

$$t_b = 3 + 3 \times \frac{t_{pr}}{24} \text{ (días)}$$

Ecuación 12

En un primer paso deberá entonces graficarse el hidrograma unitario de Snyder para una $h_e = 25$ mm y duración t_r , luego el segundo paso consistirá en graficar el hidrograma de escurrimiento directo producido por la tormenta dato, utilizando el $h_e = Q$ (en mm) ya calculado por el método del SCS para una duración de lluvia efectiva $TR = t_u =$ duración de la lluvia efectiva (unitaria) según el método del SCS.

Para evitar que con los parámetros calculados quede configurado un hidrograma básicamente triangular, el cuerpo de Ingenieros de la Armada de EEUU ha desarrollado un esquema gráfico que permite completar el ajuste del hidrograma de Snyder determinando el ancho que debe tener el mismo para el 50% y el 75% del caudal de punta.

El gráfico se utiliza ingresando por el eje de ordenadas con el valor de:

$$\frac{q_p}{A} \left[\frac{\text{m}^3 / \text{s}}{\text{Km}^2} \right]$$

Esto hasta intersectar las dos rectas que permitirán leer en el eje de abcisas los anchos (en horas) para el 75% y el 50% del caudal de punta (ver Figura 36).

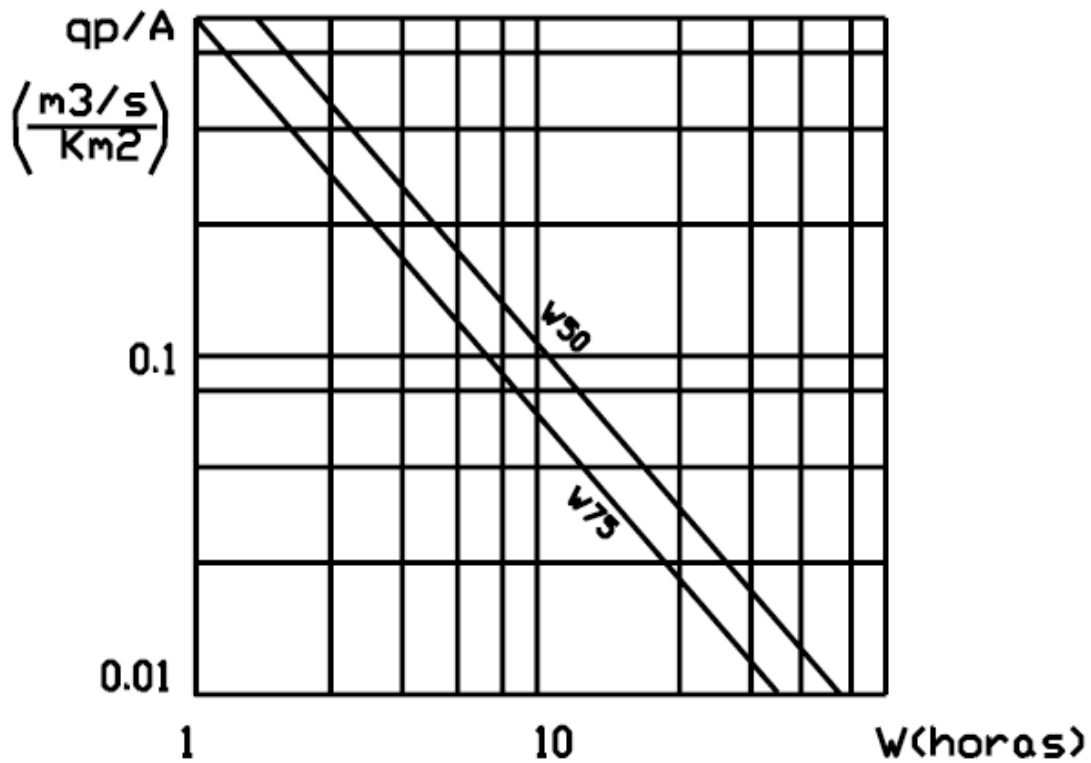


Figura 36 Gráfico de ajuste de Snyder. Fuente: Reyes Chávez (2014).

El coeficiente de Pico (C_p) es un término adimensional cuya variación está comprendida normalmente entre 0,56 y 0,69, aunque para áreas de montaña con fuertes pendientes el último valor puede ser superado y en las regiones llanas pueden llegar a ajustarse con C_p menores a 0,5 inclusive.

Finalmente, la representación de los dos pasos mencionados mostrará un gráfico como el de la Figura 37.

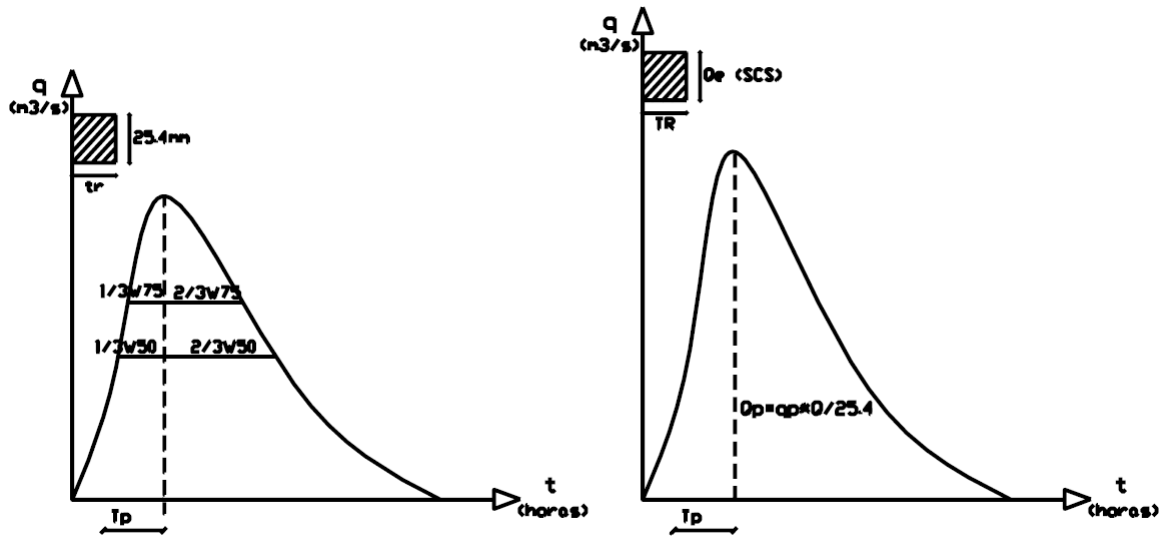


Figura 37 Gráfico final de Snyder. Fuente: Reyes Chávez (2014).

5 Capítulo V. Escurrimiento en cuencas grandes

5.1 Características de las cuencas

5.1.1 Cuenca hidrográfica

Una cuenca hidrográfica de un río, arroyo o lago, es “aquella superficie geográfica cuya precipitación pluvial que escurre, es decir que no regresa a la atmosfera por evapotranspiración ni se infiltra en los acuíferos, llega finalmente al río, arroyo o lago”³⁴. Las cuencas hidrográficas son delimitadas por líneas de cumbres, las cuales están formadas por las cimas más altas de los relieves.

Una cuenca es una zona de la superficie terrestre en donde (si fuera impermeable) las gotas de lluvia que caen sobre ella tienden a ser drenadas por el sistema de corrientes hacia un mismo punto de salida.

La definición anterior se refiere a una cuenca superficial; asociada a cada una de éstas existe también una cuenca subterránea, cuya forma en planta es semejante a la superficial.

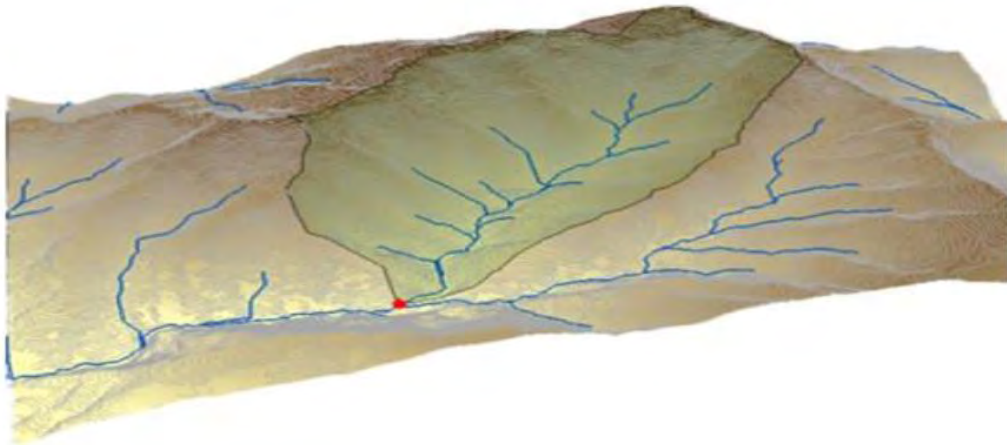


Figura 38. Gráfico de una cuenca y su delimitación hidrográfica. Fuente: Robinson (2017)

³⁴ Robinson (2017). Op. Cit.

Para estudiar una cuenca hidrológica se requieren métodos cuantitativos y cualitativos. En el primer caso, es fundamental definir parámetros que representen características particulares importantes que pueden ofrecer una información relevante acerca de las variables y los procesos hidrológicos.

Tabla 1 Características de la cuenca hidrológica. Fuente: Robinson (2017)

Forma	Tamaño	Red de drenaje	Razón de bifurcación	Pendiente
Circular	Pequeñas	Tipo de material del suelo	Densidad del drenaje	Pendiente del cauce principal y pendiente media.
Rectangular	Medianas	De la cobertura vegetal	Cuenca homogénea $3 < R_b < 5$	
Irregular	Grandes	De la pendiente del terreno	Cuenca muy elongada $R_b > 10$	

Las cuencas hidrográficas se clasifican por su drenaje y conducción final en³⁵:

a) Cuencas arreicas

- Cuando no logra drenar sus aguas a un río, mar o lago.
- Zonas áridas o desiertos.
- Sus aguas se pierden por evaporación o infiltración no forman escurrimiento subterráneo.

b) Cuencas endorreicas

- Cuando las vertientes concentran o vierten todo su escurrimiento superficial hacia un punto que está dentro de la misma cuenca.
- Un embalse o un lago sin llegar al mar.

³⁵ *Ibídem*

c) Cuencas criptorreicas

Cuando su red de drenaje superficial no tiene un sistema organizado aparente.

- Sus aguas discurren como ríos subterráneos
- Zonas cársticas.

d) Cuencas exorreicas

Cuando las vertientes concentran o conducen su escurrimiento sobre otro cuerpo de agua (río, sistema mayor de drenaje) del cual son tributarias, los escurrimientos confluyen y desembocan en el mar o en un sistema lagunar costero.

Según el grado de concentración de red de drenaje (ver Figura 39):

a) Subcuenca

Área que desarrolla su drenaje directamente al curso principal de la cuenca (varias subcuencas conforman una cuenca).

b) Microcuenca

Área que desarrolla su drenaje directamente a la corriente principal de una subcuenca (varias microcuencas conforman una subcuenca).

c) Quebrada

Área que desarrolla su drenaje directamente a la corriente principal de una microcuenca (varias quebradas conforman una microcuenca).

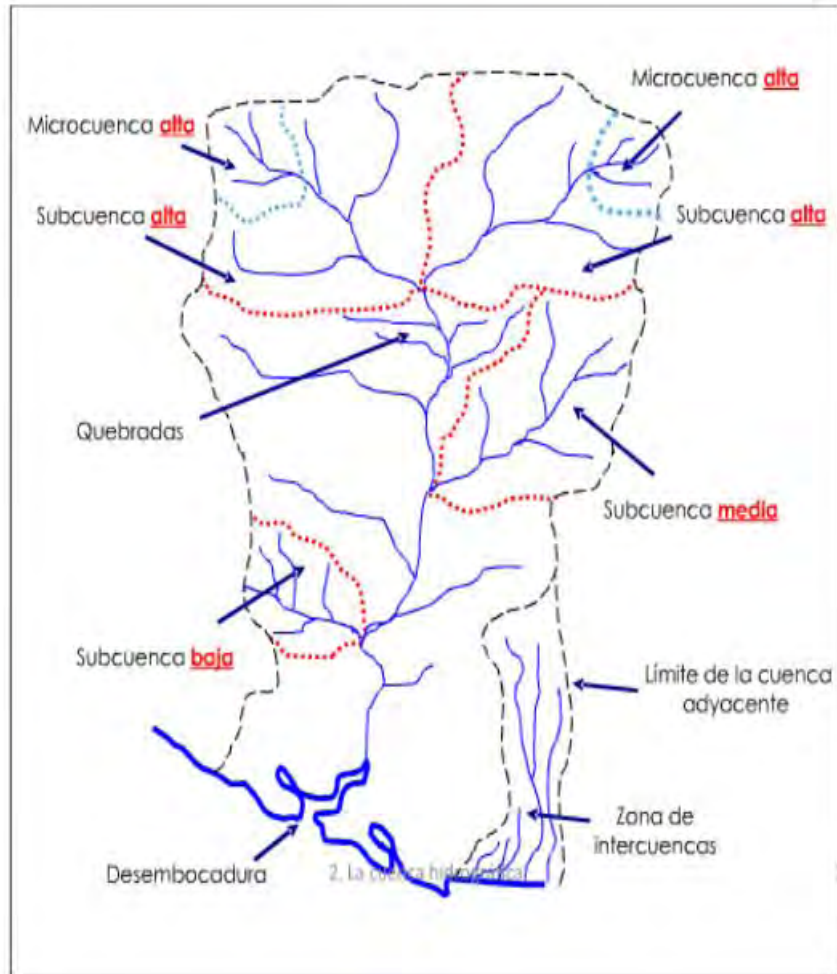


Figura 39 División de la cuenca según la red de drenaje. Fuente: Robinson (2017)

5.1.2 Características fisiográficas

En todo estudio hidrológico el conocimiento pleno de las distintas características que predominan en la zona en estudio constituye un factor importante para su culminación, por tal motivo se realiza una caracterización detallada de la cuenca para disponer de los elementos esenciales que den confiabilidad a los resultados finales del análisis hidrológico, es decir los gastos pico de las posibles avenidas y la distribución en el tiempo de los caudales durante el paso de tales avenidas.

a) Área de cuenca

Está definida como “la proyección horizontal de toda el área de drenaje de un sistema de escorrentía dirigido directa o indirectamente a un mismo cauce natural o hasta un punto convenido (estaciones de aforos, desembocadura, embalse, etc)”³⁶. Para una misma región hidrológica o regiones similares, se puede decir que a mayor área corresponde mayor caudal medio.

Bajo las mismas condiciones hidrológicas, cuencas con áreas mayores producen hidrógrafas con variaciones en el tiempo más suaves y más llanas. Sin embargo, en cuencas grandes, se pueden dar hidrógrafas picudas cuando la precipitación fue intensa y en las cercanías, aguas arriba, de la estación de aforo. El área de las cuencas se relaciona en forma inversa con la relación entre caudales.

Tabla 2 Tamaño de cuencas

Km²	Clasificación
<25	Muy pequeña
25 a 250	Pequeña
250 a 500	Intermedia-pequeña
500 a 2500	Intermedia-grande
2500 a 5000	Grande
>50000	Muy grande

b) Parteaguas

Es la línea de las cumbres o línea divisoria de las aguas, el cual es el punto con mayor elevación altimétrica, cabe agregar que la línea divisoria de las aguas, es una línea imaginaria que delimita la cuenca y la moldea en su cauce, esto por encontrarse bajo la línea de las cumbres, hasta su salida al mar, La línea divisoria de vertientes, separa a dos o más cuencas y es utilizada como límite entre dos espacios geográficos o cuencas hidrográficas.

³⁶ Rami Reddy (2005). Op. Cit.

c) Corriente principal

La corriente de mayor longitud que pasa por la salida de la cuenca hidrológica. Esta definición se aplica solamente a cuencas exorreicas. Las demás corrientes de una cuenca de este tipo se denominan corrientes tributarias. Todo punto de cualquier corriente tiene una cuenca de aportación, toda cuenca sólo tiene una corriente principal.

d) Corriente tributaria

Un afluente (o tributario) es un curso de agua o un río que fluye en otro río o en un espejo de agua que no sea el mar. Cuando dos o más afluentes o ríos corren juntos, se habla de confluencia. Entre mayor densidad de tributarios una cuenca responde más rápido a una precipitación o tormenta

e) Orden de corrientes

Los causes de primer orden son los que no tienen tributarios

– Los causes de segundo orden se forman en la unión de dos causes de primer orden.

- Cuando un cauce de orden menor se une con un cauce de orden mayor, el canal resultante hacia aguas abajo, retiene el mayor de los órdenes.

- El orden de la cuenca es el mismo de su cauce principal a la salida.

f) Longitud del eje de cuenca

Es la máxima longitud que va desde el punto de la descarga o salida de la cuenca al punto más lejano de la cuenca. Este parámetro es importante, ya que da una idea de la forma de la cuenca. Los procesos hidrológicos, por ejemplo el escurrimiento superficial, responden de manera diferente en una cuenca alargada que a la que se aproxima a una forma circular.

g) Ancho de la cuenca

Es la longitud perpendicular a la longitud del eje mayor de la cuenca y para su estimación se miden las longitudes perpendiculares representativas de cada parte

de la cuenca, tomando como referencia la recta que se ha trazado para la longitud del eje mayor.

h) Orientación de la cuenca

Es el ángulo de orientación a partir del norte geográfico y para su determinación se toma como punto de referencia la descarga o salida de la cuenca y utilizando la recta que representa a la longitud del eje mayor.

i) Relación de alargamiento

Es la relación del diámetro de un círculo que tiene el mismo valor de área de la cuenca entre la longitud del eje mayor.

5.1.3 Características geomorfológicas

Red de drenaje

La red de drenaje de una cuenca es “el sistema interconectado de cauces, a través del cual, el agua captada en las partes altas se recolecta y es conducida a las partes bajas”³⁷.

En algunos tramos de los cauces, los bordos o riberas estarán asociados a grandes extensiones planas adyacentes que serán inundadas en la época de avenidas que se les conoce con el nombre de planicies de inundación.

Es conveniente indicar que el sistema o red de cauces que drena una cuenca se clasifican en: dendrítico, rectangular, radial, enrejado, anular y multicuenca.

a) Dendrítico

Formado por una corriente principal con sus afluentes primarios y secundarios uniéndose libremente en todas direcciones.

- Litología con baja permeabilidad

³⁷ *Ibíd*

- Mediana pluviosidad
- Poco caudal
- Baja cobertura vegetal
- Zonas de inicio de ladera
- Pendientes moderadas
- Laderas bajas
- Rocas con resistencia uniforme
- Zona litológicamente muy alterada

b) Enrejado

Es particular de rocas fuertemente plegadas o empinadas. Los canales que siguen las depresiones junto con los que corren a lo largo de las pendientes opuestas, se combinan para formar un sistema enrejado integrado con afluentes cortos contrario a los del sistema rectangular que son largos).

Por ejemplo: Estratos sedimentarios inclinados, roca madre de pizarra. En este tipo los tributarios de primer orden son largos y de trazado recto, siendo a menudo paralelos a un curso principal. Los tributarios cortos confluyen con los canales mayores formando ángulos aproximadamente rectos.

c) Rectangular

Paralelismo de sus afluentes principales y generalmente con ángulos rectos y conexiones cortas entre los afluentes.

- Control estructural (fallas, fracturas, discontinuidades)
- Alta permeabilidad
- Mediano Caudal
- Moderada cobertura vegetal
- Mediana pluviosidad

d) Anular

Se desarrollan cuando el drenaje se acomoda alrededor de un domo de material resistente. Puede originarse en una modificación de una forma radial, si el domo ha plegado estratos alternados de diferente resistencia. Se presenta cuando:

- Existe procesos de captura de cauces
- Terrenos inestables
- Pueden presentarse materiales con variada permeabilidad
- Moderada a alta cobertura vegetal
- Rocas de diferente dureza

e) Radial

Compuesto por un grupo de canales que se originan en un punto central alto o termina en centro común bajo. A menudo ocupa una gran cobertura fotográfica para determinarlo, localmente aparece como unidad dendrítica, paralelas o sub-paralelas, dependiendo de la pendiente. El desarrollo de la red de drenaje es denso. Es necesario que se presenten las siguientes condiciones:

- Litología con baja permeabilidad
- Baja cobertura vegetal
- Pendientes fuertes y laderas altas
- Caudales moderado

f) Multicuena

Son los que contienen los elementos de distintos patrones simples de drenaje. Esto es directamente atribuido al hecho de que el patrón de drenaje superficial se divide en subyacentes de caracteres que en general contrastan altamente. Como resultado, si uno examina un modelo de drenaje de este tipo se encontrará que los elementos del modelo de drenaje en la parte principal de la fina de un sistema puede ser de textura fina y dendrítica.

5.1.4 Clasificación de los ríos

a) A partir de su posición topográfica o edad³⁸

1) Corriente joven

Son aquellas corrientes que erosionan rápidamente las riberas, creando secciones en forma de “v”; no cuentan con planicie de inundación, o ésta es muy poco extensa. Las pendientes del cauce son pronunciadas y es común encontrar en su desarrollo cascadas, rápidos y pocos tributarios de longitudes pequeñas.

2) Corriente madura

El potencial erosivo disminuye, suavizando la pendiente del cauce y eliminando las cascadas y rápidos; las extensiones de las planicies de inundación son mucho mayores y se inicia la formación de meandros, alcanzando así sus profundidades máximas.

3) Corriente senil

El proceso de ensanchamiento de la planicie de inundación es más importante que el de la profundización.

La figura 40 señala las características predominantes de las corrientes de acuerdo con su ubicación topográfica o bien según su edad geológica.

³⁸ Breña Puyol, A; Jacobo-Villa, M. (2015) Principios y fundamentos de hidrología superficial. México: Universidad Autónoma Metropolitana.

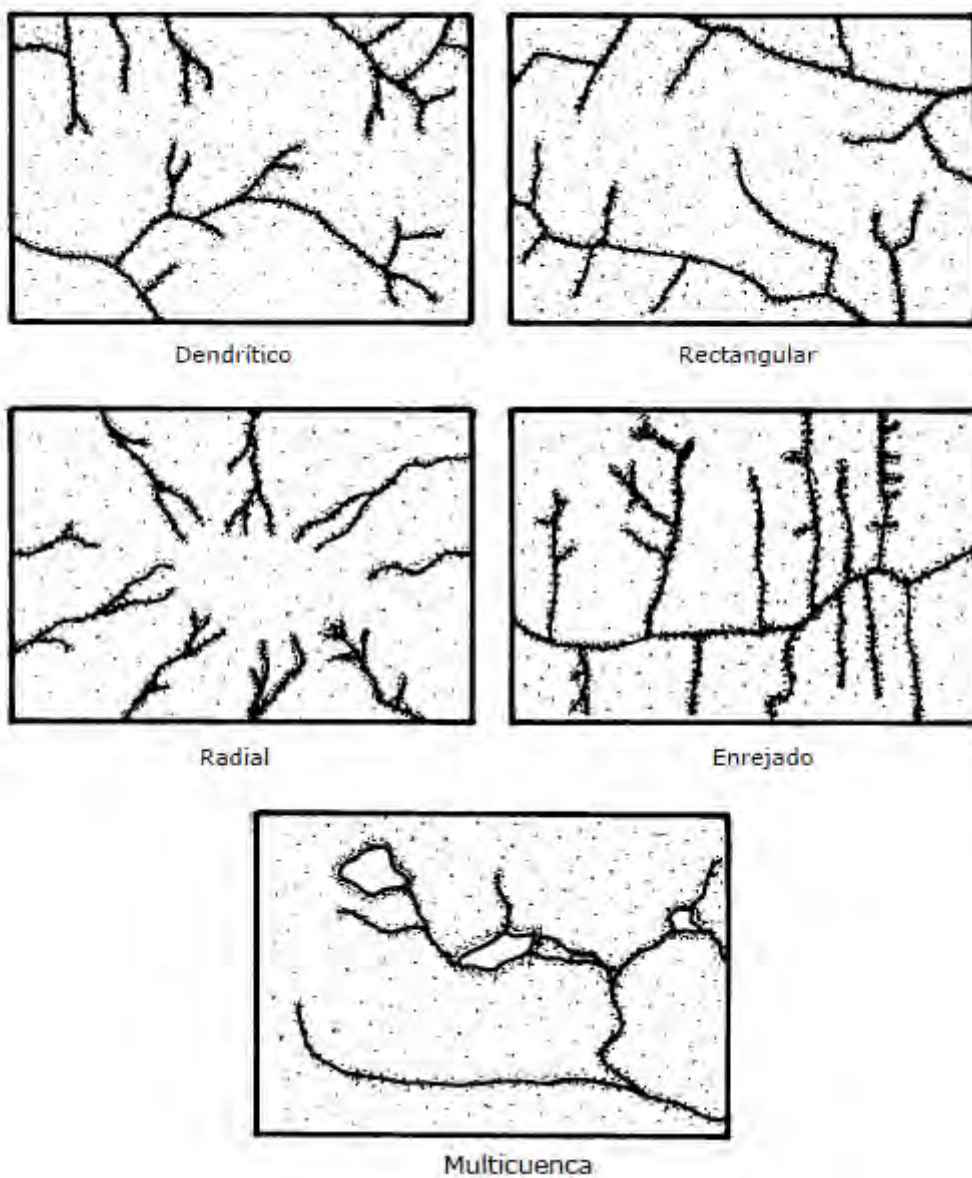


Figura 40 Patrones de drenaje en una cuenca. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015)

b) A partir de la duración de su descarga³⁹

Corriente perenne. Son las que conducen agua durante todo el año.

Corrientes intermitentes. Conducen agua durante algunas semanas o meses.

³⁹ *Ibíd*em

Corrientes efímeras. Conducen agua después de algún evento hidrológico, es decir por un intervalo de horas o días.

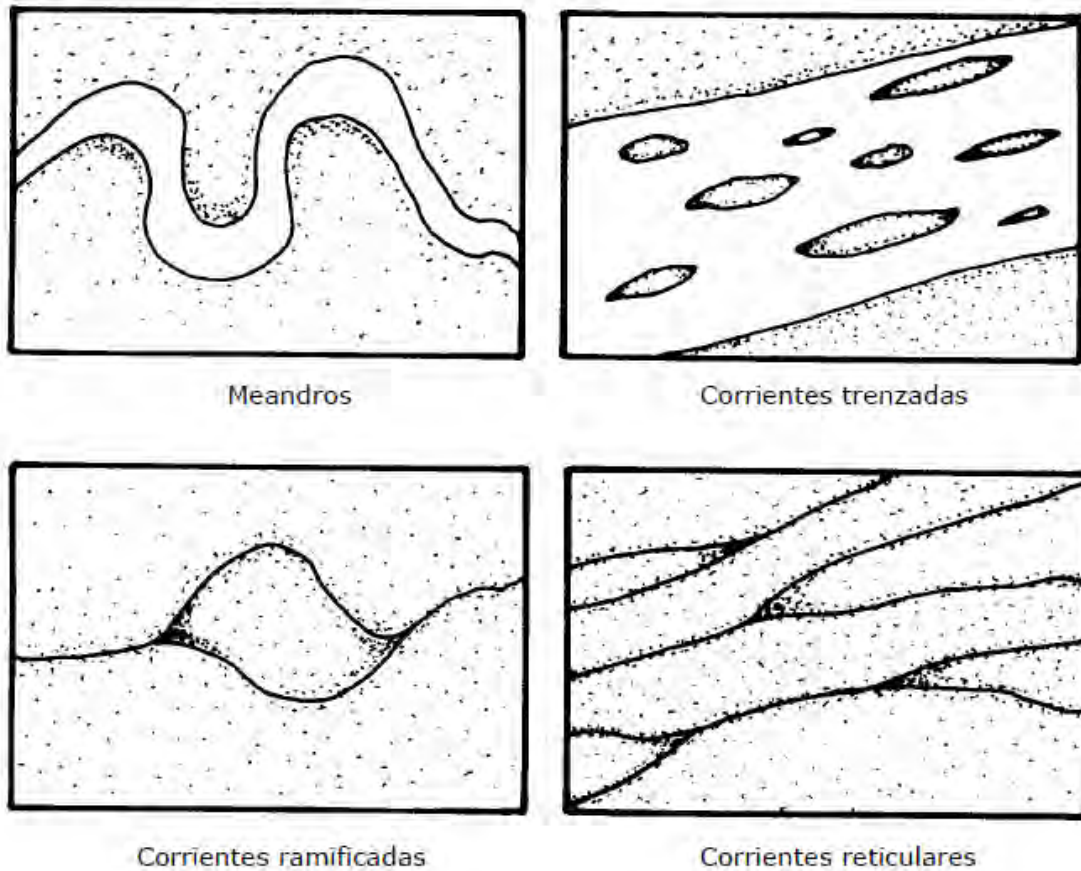


Figura 41 Características de las corrientes. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015)

5.2 Aplicación del hidrograma unitario en cuencas grandes

a) Perfil del cauce

Es la representación gráfica en un plano vertical de la curva de elevaciones a lo largo del desarrollo del cauce principal de una cuenca hidrológica, tal como se puede observar en la Figura 42.

b) Pendiente media del cauce

La pendiente de un tramo de río es la relación que existe entre los extremos inicial y final y la distancia horizontal de dicho tramo.

Ahora bien, la pendiente de la corriente principal, representa un valor medio, ya que cada tramo de río tiene una pendiente propia.

En consecuencia, la pendiente media del cauce principal se aproximará más al real, mientras mayor sea el número de tramos seleccionados a lo largo del cauce.

De acuerdo con el criterio de Taylor y Schwarz, se considera que el río puede estar formado por una serie de tramos de igual longitud o bien por tramos de longitud variable.

La pendiente media para tramos de igual longitud se determina con la expresión:

$$S = \left[\frac{n}{\frac{1}{\sqrt{S_1}} + \frac{1}{\sqrt{S_2}} + \dots + \frac{1}{\sqrt{S_n}}} \right]^2$$

donde S es la pendiente media del cauce; n es el número de tramos de igual longitud; y S_n es la pendiente del tramo n.

La pendiente media para tramos de longitud variable se calcula con la ecuación:

$$S = \left[\frac{L}{\frac{l_1}{\sqrt{S_1}} + \frac{l_2}{\sqrt{S_2}} + \dots + \frac{l_n}{\sqrt{S_n}}} \right]^2$$

donde S es la pendiente media del cauce; L es la longitud total del río; l_n es la longitud del tramo n; y S_n es la pendiente del tramo n.

Ejemplo 2.1. Calcular la pendiente del río La H, Querétaro.

En la Figura 42 se observa que el desnivel desde el inicio (2450 m) de la corriente hasta la estación de aforo (1940 m) del río la H, y su longitud es de 30 km.

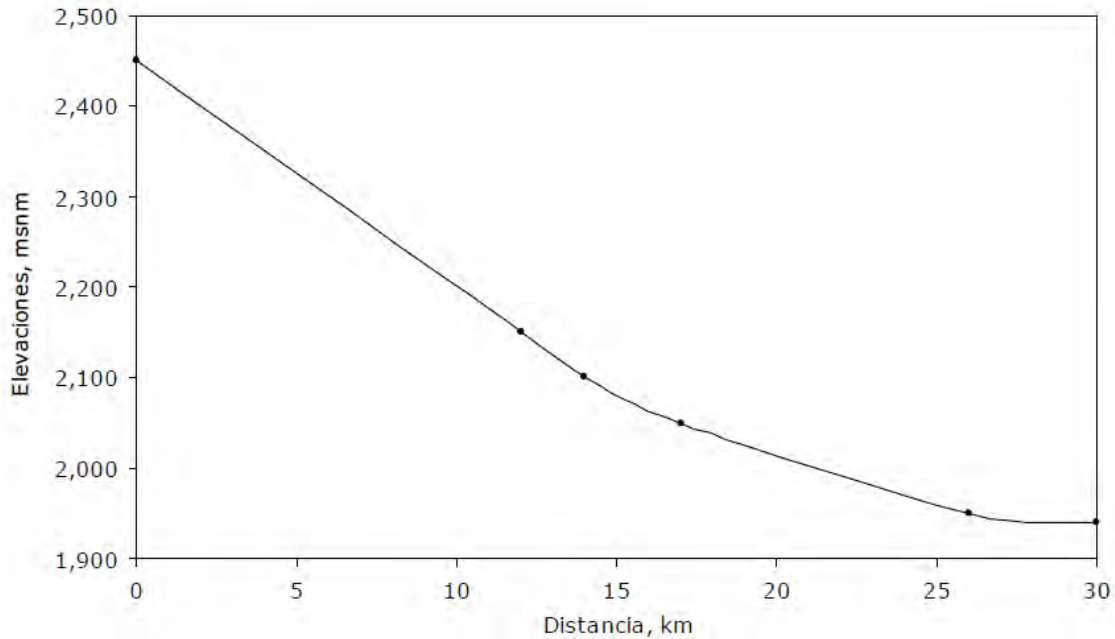


Figura 42 Perfil del cauce del río la H, Querétaro. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015)

Solución:

a) Para un solo tramo, la pendiente se define como el desnivel, en metros, entre los extremos inicial y final dividida por la longitud horizontal, en metros, de dicho tramo, es decir:

$$S = \frac{H}{L}$$

donde H es el desnivel entre los extremos del tramo de cauce, en m; L es la longitud horizontal del tramo del cauce, en m; y S es la pendiente del tramo del cauce.

$$= S = \frac{510}{30000} = 0.0170; \text{ esto es}$$

$$S = 1.7\%$$

b) Aplicando el método de Taylor y Schwarz para el caso de tramos de longitud variable. La Tabla 3 indica el proceso de cálculo para cinco tramos.

Tabla 3 Pendiente de los tramos de longitud variable. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015)

Tramo	Desnivel, en m	Longitud, en m	Pendiente, S_i	$\sqrt{S_i}$	$\frac{l_i}{\sqrt{S_i}}$
1	300	12,000	0.025	0.1581	75,894.6638
2	50	2,000	0.025	0.1581	12,649.1106
3	50	3,000	0.017	0.1291	23,237.9001
4	100	9,000	0.011	0.1054	85,381.4968
5	10	4,000	0.003	0.0500	80,000.0000
Total	510	30,000			277,163.1714

Utilizando la ecuación desarrollada por Taylor y Schwarz para determinar la pendiente del cauce de un río, cuando está integrado por varios tramos, se obtiene el resultado siguiente:

$$S = \left[\frac{L}{\frac{l_1}{\sqrt{S_1}} + \frac{l_2}{\sqrt{S_2}} + \dots + \frac{l_n}{\sqrt{S_n}}} \right]^2 = \left[\frac{30,000}{277,163.1714} \right]^2 = 0.0117$$

$$S = 0.0117$$

$$S = 1.17\%$$

Ejemplo 2.2.

Calcular la curva hipsométrica y la curva de frecuencias altimétricas de la cuenca hidrológica del río Cihuatlán, Colima La Tabla 4 muestra los datos y cálculos realizados para la cuenca del río Cihuatlán para determinar los dos tipos de curvas.

Tabla 4 Estimación de las curvas hipsométrica y de frecuencias altimétricas. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015)

(1) Elevación curvas de nivel, en m	(2) Área entre las curvas, en m ²	(3) Porcentaje del área total, (%)	(4) Porcentaje del área sobre límite inferior, (%)
200-300	500	2.4	100.0
300-400	1,700	8.3	97.6
400-500	1,900	9.3	89.3
500-600	2,400	11.7	80.0
600-700	3,000	14.6	68.3
700-800	2,970	14.5	53.7
800-900	2,270	11.1	39.2
900-1,000	2,180	10.6	28.1
1,000-1,100	1,500	7.3	17.5
1,100-1,200	640	3.1	10.1
1,200-1,300	410	2.0	7.0
1,300-1,400	410	2.0	5.0
1,400-1,500	620	3.0	3.0
Total	20,500	100.0	

a) Con el apoyo de los datos de las columnas (1) y (4) de la Tabla 4, se elabora la Figura 43 la cual indica la curva hipsométrica.

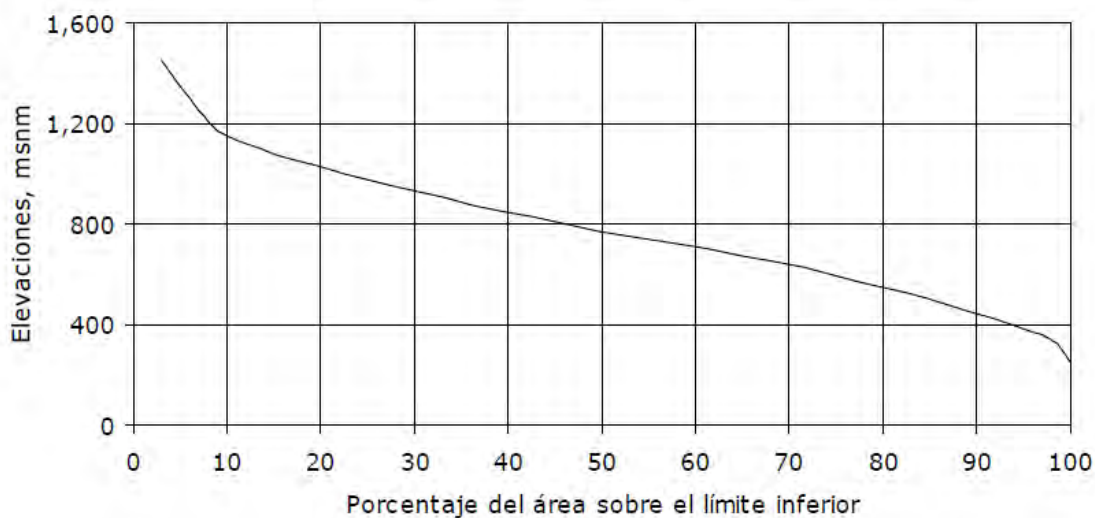


Figura 43 Curva hipsométrica del río Cihuatlán, Colima. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015)

b) Asimismo, con el auxilio de las columnas (1) y (3) de la Tabla 4 se determina la Figura 44 indicando el comportamiento de la curva de frecuencias altimétricas.

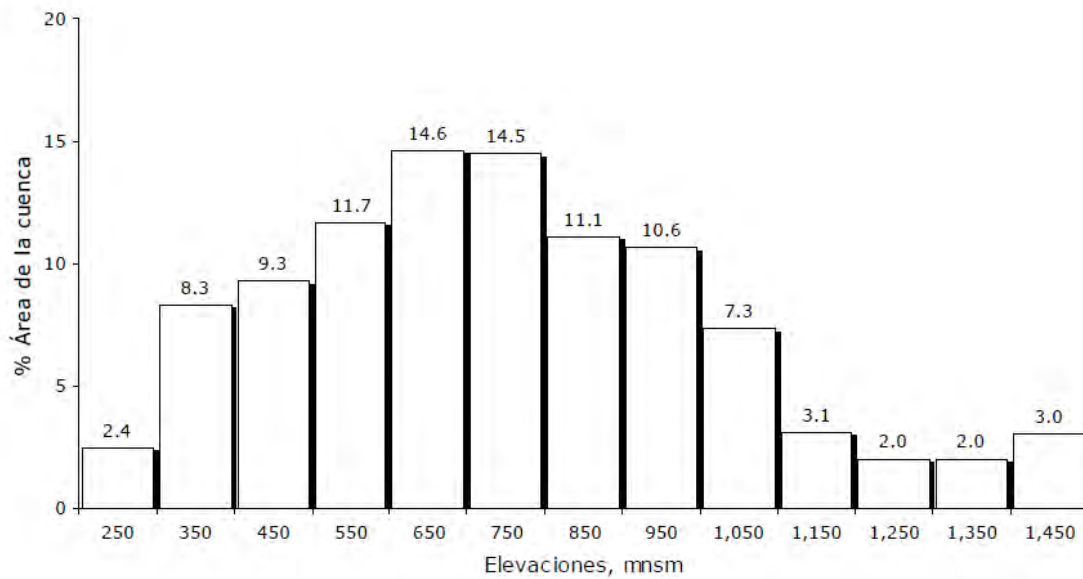


Figura 44 Curva de frecuencias altimétricas del río Cihuatlán, Colima. Fuente: Breña & Jacobo-Villa (2015)

CONCLUSIONES

La hidrología puede ser definida, brevemente, como la ciencia que estudia el ciclo del agua en la naturaleza y evolución de ésta, en la superficie de la tierra y bajo el suelo, en sus tres estados físicos: sólido, líquido y gaseoso. Asimismo, la hidrología recurre a numerosas ciencias algunas relacionadas con la física terrestre, como son: la meteorología, la climatología, la geología, la oceanografía, así como otras más generales como la agronomía, mecánica de suelos, hidráulica, estadística y matemáticas, entre otras.

A partir de esto, rescatamos la Importancia del estudio de la hidrología el cual se basa en la construcción de un número impresionante de obras relacionadas con la hidrología. Sin embargo, la aproximación por medio de la cantidad de infiltración se aplica sobre una base empírica para obtener una solución práctica del problema de la determinación de las cantidades de escurrimiento, reconociéndose que los valores utilizados tienen una naturaleza de valor "índice" más bien que valores exactos.

Los sucesos naturales son estudiados y se determina la diferencia que hay entre la lluvia y el escurrimiento. Cómo esta diferencia incluye a todas las pérdidas antes descritas, generalmente siempre se le llama una pérdida por retención o cantidad de retención. Tales cantidades de retención derivadas de los registros disponibles puede ajustarse a cuencas no aforadas por analogía con el tipo de suelo y el tipo de cubierta de la cuenca.

Para determinar el excedente o exceso de la lluvia puede utilizarse dos métodos: suponiendo una cantidad de retención promedio constante a través del periodo de la tormenta o chubasco y una cantidad de retención variable con el tiempo.

Debido a que el uso de las cantidades de retención variables requiere o exige un método complicado de cálculo, y debido a que el conocimiento actual de la forma exacta de la curva de infiltración no está bien limitado, con frecuencia es preferible suponer una cantidad de retención promedio (que algunas veces es citada como

Índice de infiltración) con una estimación de la pérdida inicial hecha con las condiciones antecedentes son relativamente secas.

Para el diseño de algunas obras hidráulicas es fundamental conocer el gasto máximo así como el volumen generado por una tormenta asociada a un cierto periodo de retorno. Para aquellas cuencas que no se encuentren instrumentadas, como es el caso de la mayoría de las de nuestro país, se puede emplear un hidrograma unitario adimensional o el hidrograma unitario instantáneo geomorfológico el cual tiene la ventaja sobre el primero de incorporar varios aspectos de la cuenca.

Finalmente con esta información se busca apoyar a los alumnos para adentrarse en los conceptos y fenómenos que se simulan y se estudian en la hidrología. Así también, conocer en forma teórica los métodos y criterios que en forma particular se exponen para la resolución de ejercicios prácticos. De forma paralela, permite introducir al alumno en el conocimiento de los instrumentos que intervienen en la medición de los elementos climatológicos más importantes en el estudio de la ingeniería aplicada.

REFERENCIAS

Aparicio Ramírez, F. (1992). Fundamentos de hidrología de superficie. México: Limusa.

Benoit Hingray, C. (2015). Hydrology: a science for engineers. Boca Raton, Florida: CRC Press

Breña Puyol, A; Jacobo-Villa, M. (2015) Principios y fundamentos de hidrología superficial. México: Universidad Autónoma Metropolitana.

Briones Sánchez, G. (2008). Aforo del agua en canales y tuberías. México: Editorial Trillas

Chereque Morán, W. (2000) Hidrología para estudiantes de ingeniería civil. Perú: Universidad Pontificia.

Definición y métodos de medición de caudales
<https://www.fibrasynormasdecolombia.com/terminos-definiciones/caudal-definicion-y-metodos-de-medicion/> Fecha de consulta: 29 de julio de 2018

García Rodríguez, E. (1999). Guía de aplicación de los métodos de cálculo de caudales de reserva ecológicos en México. México: Comisión Nacional del Agua.

González, F. (2010). Plan de encauzamiento. Recuperado de:
https://sancibrao.es/fileadmin/user_upload/Concello/Urbanismo/Exposicion/120523_PlanEncauzamiento/Plan_Encauzamiento_rev003_050_Anejo3.pdf Fecha de consulta: 17 de julio de 2018.

Goyal, M. (2016). Engineering hydrology. New York: PHI Learning Pvt. Ltd.

Linsley, R. (1997). Hidrología para ingenieros. Bogotá: McGraw-Hill.

Maderey Rascón, L. (2005). Principios de hidrogeografía. Estudio del ciclo hidrológico. Serie Textos Universitarios. México: UNAM.

Marbello Pérez, R. (2013). HIDROMETRÍA Y AFORO DE CORRIENTES NATURALES. MANUAL DE PRÁCTICAS DE LABORATORIO DE HIDRÁULICA.

Medellín: Universidad Nacional de Colombia. Recuperado de: <http://bdigital.unal.edu.co/12697/68/3353962.2005.Parte%2013.pdf> Fecha de consulta: 31 de julio de 2018.

Rami Reddy, J. (2005). A Text Book of Hydrology. London: Firewall Media.

Reyes Chávez, L. (2014). Hidrología básica. México: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua; UNAM.

Robinson, M. (2017). Hydrology: principles and processes. London: IWA Publishing.

SEMARNAT. Recuperado de: <https://www.gob.mx/semarnat> Fecha de consulta: 31 de julio de 2018