

HIDROLOGÍA BÁSICA

Iván Andrés Sánchez Ortiz
Hernán Javier Gómez Zambrano



Editorial
Universidad de Nariño



Editorial
Universidad de **Nariño**

HIDROLOGÍA BÁSICA

HIDROLOGÍA BÁSICA

Iván Andrés Sánchez Ortiz
Hernán Javier Gómez Zambrano



Editorial
Universidad de Nariño

Sánchez Ortiz, Iván Andrés

Hidrología básica / Iván Andrés Sánchez Ortiz, Hernán Javier Gómez Zambrano -- San Juan de Pasto

: Editorial Universidad de Nariño, 2023

367 p.: il., tablas, fotografías, graficas

Incluye bibliografía p. 349-355 y biografía de los autores p. 356

ISBN: 978-628-7679-02-3Digital

1. Hidrología—Generalidades--Historia 2. Ciclo hidrológico. 3. Balance hídrico. 4. Cuencas hidrográficas. 5. Precipitación—Generalidades. 6. Escorrentía—Generalidades. 7. Hidrometeorología. 8. Circulación atmosférica. I. Gómez Zambrano, Hernán Javier.

551.48 S211h – SCDD-Ed. 22



Sección de Biblioteca
"Alberto Quijano Guerrero"

Hidrología Básica

© Editorial Universidad de Nariño

© Iván Andrés Sánchez Ortiz

Hernán Javier Gómez Zambrano

ISBN: 978-628-7679-02-3 Digital

Fecha de publicación: 2023

Diagramación y Diseño de portada: Mateo Felipe Delgado Guerrero

Prohibida la reproducción total o parcial, por cualquier medio o con cualquier propósito sin la autorización de su Autor o de la Editorial Universidad de Nariño.

INTRODUCCIÓN	15
1 INTRODUCCIÓN A LA HIDROLOGÍA	17
1.1 GENERALIDADES	17
1.1.1 Breve reseña histórica	17
1.2. DEFINICIONES	18
1.2.1. Hidrología	18
1.2.2 Hidrología Aplicada	20
1.3 ESTUDIOS HIDROLÓGICOS A NIVEL DE CUENCA	21
1.4 EL AGUA Y EL DESARROLLO SOSTENIBLE	21
2 CICLO HIDROLÓGICO Y BALANCE HÍDRICO	23
2.1 CICLO HIDROLÓGICO	23
2.2. LA CUENCA HIDROGRÁFICA Y EL CICLO HIDROLÓGICO	28
2.2.1. Definición de cuenca	29
2.2.2. Delimitación de la cuenca	29
2.2.3 Cuenca Hidrológica	30
2.3 FUNCIONES DE UNA CUENCA HIDROGRÁFICA	30
2.3.1 Función Hidrológica	31
2.3.2 Función Ecológica	31
2.3.3 Función Ambiental	31
2.3.4 Función Socioeconómica	32
2.4 BALANCE HÍDRICO GENERAL	32
3 HIDROMETEOROLOGÍA Y VARIABLES ATMOSFÉRICAS	35
3.1. HIDROMETEOROLOGÍA	35
3.2 LA ATMÓSFERA	35
3.2.1 Capas atmosféricas (T-E-M-I-E)	37
3.3 VARIABLES ATMOSFÉRICAS	39
3.3.1 Temperatura	40
3.3.2. Humedad	45
3.3.3 Presión atmosférica	54
3.3.4 Viento	55
4 RADIACIÓN SOLAR	61
4.1 GENERALIDADES	61
4.2 FACTORES QUE INCIDEN EN LA ENERGÍA RADIANTE RECIBIDA	62
4.3 EFECTOS ATMOSFÉRICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR	63
4.4 RADIACIÓN SOLAR	64
4.5 ESPECTRO SOLAR	65
4.6 DISTRIBUCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR EN LA TIERRA	68
4.7 VARIABLES PARA EL CÁLCULO DE LA RADIACIÓN SOLAR	70
4.8 BALANCE ENERGÉTICO GLOBAL	71
4.9 CUANTIFICACIÓN DE LA RADIACIÓN	73
4.9.1 Medición directa de la radiación solar	73

4.9.2 Ecuaciones empíricas	74
4.10 RADIACIÓN TERRESTRE Y RADIACIÓN NETA	75
4.10.1. Radiación terrestre, <i>R_b</i> .	75
4.10.2. Radiación neta, <i>R_n</i>	76
4.11. DISTRIBUCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR EN COLOMBIA	77
4.12. EJEMPLO Y EJERCICIO DE APLICACIÓN	79
5 CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA	81
5.1 GENERALIDADES	81
5.2 CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA TÉRMICA PURA: TIERRA SIN MOVIMIENTO	81
5.3 TIERRA EN MOVIMIENTO	82
5.4 INFLUENCIA DE LA DESIGUAL DISTRIBUCIÓN DE LA TIERRA Y DE LOS MARES	87
5.5 ZONA DE CONFLUENCIA INTERTROPICAL	88
5.6 FENÓMENOS DEL NIÑO Y LA NIÑA	88
5.7 OSCILACION DEL SUR ENOS - EL NIÑO Y LA NIÑA-	89
5.8 CONCLUSIONES DEL EFECTO DE EL NIÑO Y LA NIÑA EN COLOMBIA	90
6 CUENCAS HIDROGRÁFICAS	93
6.1 GENERALIDADES	93
6.2 CLASIFICACIÓN DE LAS CUENCAS HIDROGRÁFICAS	94
6.2.1 Clasificación según su tamaño	94
6.2.2 Clasificación en función de la salida del flujo	95
6.2.3 Clasificación en función de la elevación	96
6.3 MORFOMETRÍA	97
6.3.1 Cartografía	97
6.3.2 Localización de las cuencas	97
6.4 PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS BÁSICOS	98
6.4.1 Parteaguas o divisoria de una cuenca	98
6.4.2 Cauce principal	99
6.4.3 Área de la cuenca (<i>A</i>)	100
6.4.4 Perímetro (<i>P</i>)	101
6.4.5 Longitud axial (<i>L</i>)	101
6.4.6 Ancho promedio (<i>B</i>)	101
6.5 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS ADICIONALES DE UNA CUENCA	101
6.5.1 Análisis de forma	101
6.5.2 Coeficiente de forma (<i>CF</i>)	102
6.5.3 Índice de compacidad o Índice de Gravelius (<i>K_c</i>)	102
6.5.4 Altitud (<i>H_m</i>)	103
6.5.5 Curva hipsométrica	105
6.5.6 Pendiente del cauce (<i>S₀</i>)	108
6.5.7 Pendiente de la ladera (<i>R</i>)	109
6.6 CARACTERIZACIÓN RED DE DRENAJE DE LA CUENCA	111
6.6.1 Número de orden	111
6.6.2 Relación de bifurcación (<i>R_b</i>)	112
6.6.3 Coeficiente de torrencialidad (<i>C_t</i>)	113

6.6.4	<i>Densidad de drenaje (Dd)</i>	113
6.7	TIEMPO DE CONCENTRACIÓN DE UNA CUENCA	114
6.7.1	<i>Tiempo de concentración en zonas rurales</i>	114
6.7.2	<i>Tiempo de concentración en zonas urbanas</i>	119
6.8	ANÁLISIS DE LAS CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS DE LAS CUENCAS	122
6.9	ANEXO: VERIFICACIÓN DE OUTLIERS	122
7	PROBABILIDAD Y ESTADÍSTICA EN HIDROLOGÍA	129
7.1	GENERALIDADES	129
7.2	TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE DATOS DE LAS SERIES	130
7.3	MEDIDAS DE TENDENCIA CENTRAL	130
7.3.1	<i>Media aritmética</i>	131
7.3.2	<i>Moda</i>	131
7.3.3	<i>Mediana</i>	132
7.4	VARIABILIDAD EN TORNO A LA MEDIA	132
7.4.1	<i>Varianza</i>	133
7.4.2	<i>Desviación típica o estándar, s</i>	133
7.5	ASIMETRÍA	133
7.5.1	<i>Asimetría</i>	133
7.5.2	<i>Coficiente de asimetría</i>	134
7.5.3	<i>Coficiente de asimetría de Pearson</i>	134
7.6	RELACIÓN ENTRE DOS VARIABLES	134
7.6.1	<i>Covarianza de la muestra</i>	135
7.6.2	<i>Coficiente de correlación</i>	135
7.7	DISTRIBUCIONES DE PROBABILIDAD	135
7.7.1	<i>Distribución Normal</i>	137
7.7.2	<i>Distribución Log Normal de dos parámetros</i>	146
7.7.3	<i>Distribución Gumbel de valores extremos Tipo I</i>	148
7.7.4	<i>Distribución Gamma de tres parámetros o Pearson Tipo 3</i>	150
7.7.5	<i>Distribución Log-Pearson</i>	152
7.8	PERIODO DE RETORNO Y RIESGO	152
7.8.1	<i>Periodo de retorno</i>	152
7.8.2	<i>Riesgo</i>	153
7.8.3	<i>Periodo de retorno según el tipo de obra</i>	154
7.8.4	<i>Ejemplos de aplicación</i>	155
		155
8	PRECIPITACIÓN	167
8.1	GENERALIDADES	167
8.2	LA PRECIPITACIÓN COMO UN PROCESO	167
8.3	FORMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	168
8.3.1	<i>Mecanismos que producen el enfriamiento de una masa de aire húmedo</i>	169
8.3.2	<i>Mecanismo que produce la condensación del vapor sobre “núcleos de condensación”</i>	170

8.3.3	<i>Mecanismo que produce el crecimiento de las gotas en las nubes hasta obtener un tamaño que les permita caer</i>	170
8.4	TIPOS DE PRECIPITACIÓN	171
8.4.1	<i>Precipitación por convergencia</i>	171
8.4.2	<i>Precipitaciones convectivas</i>	173
8.4.3	<i>Precipitaciones orográficas</i>	174
8.5	MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	175
8.5.1	<i>Pluviómetros</i>	176
8.5.2	<i>Pluviógrafos</i>	177
8.6	PRECIPITACIÓN MEDIA EN UN ÁREA	178
8.6.1	<i>Método del promedio aritmético</i>	180
8.6.2	<i>Método de las Curvas Isoyetas</i>	181
8.6.3	<i>Método de los polígonos de Thiessen</i>	183
8.7	ANÁLISIS DE LLUVIAS EN UNA ESTACIÓN	186
8.7.1	<i>Estimativo de datos faltantes en un registro</i>	186
8.7.2	<i>Análisis de consistencia</i>	189
8.8	ANÁLISIS DE SERIES HISTÓRICAS DE LLUVIAS	195
8.8.1	<i>Unidad de medición de la lluvia</i>	195
8.8.2	<i>Análisis de series históricas de lluvias diarias, mensuales o anuales</i>	197
8.8.3	<i>Análisis de series históricas de corta duración</i>	200
8.8.4	<i>Curva de masa de precipitación</i>	200
8.8.5	<i>Estimación de la intensidad de la lluvia</i>	201
8.8.6	<i>Hietograma de la altura de lluvia</i>	201
8.8.7	<i>Hietograma de la intensidad de precipitación</i>	203
8.8.8	<i>Curvas intensidad-duración-periodo de retorno</i>	204
8.8.9	<i>Curvas de intensidad-duración-frecuencia sintéticas regionalizadas</i>	207
8.9	METODOLOGÍA PARA GENERAR CURVAS IDF	208
9	INFILTRACIÓN	223
9.1	GENERALIDADES	223
9.2	TASA DE INFILTRACIÓN	224
9.3	RELACIÓN ENTRE EL AGUA SUBTERRÁNEA Y EL AGUA SUPERFICIAL	225
9.4	FACTORES QUE AFECTAN LA INFILTRACIÓN	226
9.4.1	<i>Condiciones de superficie</i>	226
9.4.2	<i>Características del suelo</i>	226
9.4.3	<i>Condiciones Ambientales</i>	227
9.4.4	<i>Características del fluido que se infiltra</i>	227
9.5	LA HUMEDAD EN EL SUELO Y ESTADO DEL AGUA SUBTERRÁNEA	228
9.6	PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO Y SU CAPACIDAD PARA CONDUCIR EL AGUA	230
9.6.1	<i>Porosidad</i>	230
9.6.2	<i>Contenido de humedad</i>	231
9.6.3	<i>Densidad del medio o de la muestra</i>	231
9.6.4	<i>Densidad de los sólidos</i>	232
9.6.5	<i>Densidad aparente del suelo (densidad bulk)</i>	232
9.6.6	<i>Relación de vacíos en el suelo</i>	232

9.6.7	Grado de saturación del suelo	233
9.6.8	Granulometría del suelo	234
9.6.9	Carga hidráulica	235
9.6.10	Zona vadosa (zona no saturada)	235
9.6.11.	Capacidad de campo	236
9.6.12.	Conductividad hidráulica	236
9.6.13.	Clases de permeabilidad del suelo	236
9.7	PERMEABILIDAD DEL SUELO A PARTIR DE DATOS DE LLUVIA Y ESCURRIMIENTO	237
9.8	MEDICIÓN DE LA INFILTRACIÓN	238
9.8.1	Infiltrómetros	238
9.9	CAPACIDAD DE INFILTRACIÓN	239
9.10	CRITERIO DE LA CAPACIDAD DE INFILTRACIÓN MEDIA	244
10	EVAPOTRANSPIRACIÓN, INTERCEPTACIÓN Y ALMACENAMIENTO SUPERFICIAL	247
10.1	GENERALIDADES	247
10.2	EVAPORACIÓN	247
10.2.1	Naturaleza del proceso	249
10.2.2	Factores que afectan la evaporación	249
10.2.3	Medición directa de la evaporación	251
10.2.4.	Métodos indirectos para estimar la evaporación	255
10.3	EVAPOTRANSPIRACIÓN	273
10.3.1	Factores que influyen en la evapotranspiración	274
10.3.2.	Métodos indirectos para determinar la evapotranspiración potencial	275
10.4	RETENCIÓN SUPERFICIAL	283
10.5	ANEXO 10.A: DEDUCCIÓN DE LA ECUACIÓN DE PENMAN PARA CALCULAR LA EVAPORACIÓN POTENCIAL E_0	288
11	ESCORRENTÍA	295
11.1	GENERALIDADES	295
11.2.	DEFINICIONES BÁSICAS	295
11.2.1.	Escorrentía Total	295
11.2.2.	Escorrentía superficial directa	295
11.2.3.	Flujo subsuperficial	295
11.2.4.	Hidrometría	296
11.2.5.	Nivel de agua	296
11.2.6.	Velocidad	296
11.2.7.	Gasto o caudal	296
11.2.8.	Avenida	296
11.2.9.	Aforar	296
11.2.10.	Aforo	297
11.2.11.	Estiaje	297
11.2.12.	Año hidrológico	297
11.2.13.	Sección de control	297
11.2.14.	Flotador	298

11.2.15. <i>Vadeo</i>	298
11.3. UNIDADES	299
11.4. FACTORES QUE AFECTAN EL ESCURRIMIENTO	299
11.4.1. <i>Factores Climáticos (Meteorológicos)</i>	299
11.4.2. <i>Factores fisiográficos</i>	299
11.5. MEDICIÓN DEL ESCURRIMIENTO (MEDICIÓN DE CAUDALES)	300
11.5.1. <i>Métodos de área - velocidad</i>	300
11.5.2. <i>Métodos de estructuras artificiales</i>	300
11.5.3. <i>Método Indirecto</i>	300
11.5.4. <i>Método de trazadores</i>	301
11.6. HIDROGRAMAS	301
11.6.1 <i>Concepto de hidrograma</i>	301
11.6.2. <i>Componentes del hidrograma</i>	301
11.7. FACTORES QUE AFECTAN LA FORMA DEL HIDROGRAMA	303
11.8. MÉTODOS PARA SEPARAR LOS COMPONENTES DEL HIDROGRAMA	304
11.8.1. <i>Método de la escorrentía constante</i>	304
11.8.2. <i>Método de la línea recta</i>	304
11.8.3. <i>Método de Linsley</i>	304
11.8.4. <i>Método de Barnes</i>	305
11.9. HIDROGRAMA UNITARIO	305
11.9.1. <i>Postulados del hidrograma unitario</i>	306
11.9.2. <i>Obtención del hidrograma unitario</i>	306
11.9.3. <i>Aplicación del hidrograma unitario</i>	311
11.10. MÉTODO DE SUPERPOSICIÓN DE HIDROGRAMAS	312
11.11. MÉTODO DEL HIDROGRAMA EN S	314
12 RELACIÓN LLUVIA-ESCORRENTÍA	323
12.1 GENERALIDADES	323
12.2 RELACIONES LLUVIA ESCURRIMIENTO	324
12.2.1. <i>Métodos empíricos</i>	325
12.2.2. <i>Método del hidrograma unitario</i>	326
12.3. MÉTODO RACIONAL	326
12.3.1. <i>Tiempos de concentración de cuencas hidrográficas</i>	329
12.3.2. <i>Determinación de la intensidad de la precipitación de diseño</i>	329
12.4. MÉTODO DEL HIDROGRAMA UNITARIO	334
12.4.1. <i>Uso de hidrogramas unitarios sintéticos para determinación del caudal de pico</i>	335
12.4.2. <i>Método del SCS para determinar la precipitación efectiva</i>	336
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	349
LOS AUTORES	356
LISTA DE FIGURAS	357
LISTA DE TABLAS	362

INTRODUCCIÓN

La hidrología en su esencia es la ciencia que estudia el agua, así como su distribución y dinámica circulación en el planeta Tierra. En este libro se proporcionan fundamentos teóricos y conceptuales asociados a la hidrología, enfatizando de manera especial en las variables que intervienen en el ciclo hidrológico; para cada variable se analizan los factores que la afectan, los métodos más comúnmente utilizados en el entorno nacional para su medición, se describen metodologías para el procesamiento de datos y su aplicación con propósitos de ingeniería.

Debido a la cada vez más heterogénea distribución de los recursos hídricos y su afectación tanto en términos de su cantidad como de su calidad, por motivos naturales y principalmente por efectos antrópicos, el estudiante y el profesional que realicen análisis hidrológicos deben contar con una base conceptual sólida que le permita abordar la problemática con una visión técnicamente robusta y una apertura al abordaje holístico e interdisciplinario.

Con este texto sus autores esperan suministrar los elementos teóricos, conceptuales y prácticos suficientes para la asimilación y aplicación de los fundamentos de la hidrología de superficie para el desarrollo de estudios hidrológicos a un bajo costo, cimentando los conceptos con una revisión del estado del arte recurriendo a literatura relevante del orden nacional e internacional, así como a investigaciones científicas, que junto al aporte de la experiencia de los docentes a través de su vida profesional y académica le otorgan al libro un equilibrio desde el punto de vista técnico y didáctico. El contenido del texto está adecuado a los cursos de hidrología que se ofrecen en los programas de pregrado en ingeniería, con una proyección hacia temas más avanzados, propios de niveles de posgrado.

El documento está distribuido en capítulos, cada uno de ellos asociado a un tema particular de la hidrología. Se inicia con el concepto del ciclo hidrológico, se detallan sus componentes, las variables atmosféricas, la circulación en la atmósfera, la radiación actuando como la fuente de energía, así como la precipitación, infiltración, retención superficial, almacenamiento, evapotranspiración, escorrentía y relación lluvia-escorrentía. Adicionalmente, se ha incluido un capítulo que realiza una breve introducción al análisis de datos a través de la probabilidad y estadística aplicadas a la hidrología.

1 INTRODUCCIÓN A LA HIDROLOGÍA

1.1 GENERALIDADES

El agua es la sustancia más abundante en la tierra, el constituyente principal de todos los seres vivos, y la mayor fuerza que modela constantemente la superficie de la tierra. También es un factor clave en la adecuación del aire de la tierra para la existencia humana y en el progreso de la civilización. La hidrología, que trata todas las fases del agua de la tierra, es un tema de gran importancia para las personas y su entorno. Las aplicaciones prácticas de la hidrología se encuentran en tareas como el diseño y operación de estructuras hidráulicas, abastecimiento de agua, tratamiento y disposición de aguas residuales, irrigación, drenaje, generación de energía hidroeléctrica, control de inundaciones, navegación, control de erosión y sedimentos, control de salinidad, reducción de contaminación, uso recreacional del agua, y protección de especies hidrobiológicas y la vida silvestre. El papel de la hidrología aplicada es ayudar a analizar los problemas involucrados en tales tareas y orientar para la planificación y gestión de los recursos hídricos (Chow et al., 1988).

1.1.1 Breve reseña histórica

Según Martínez (1972) en su texto sobre la historia de las ideas sobre las aguas subterráneas, en la edad antigua los escritores griegos pensaron que el mar avanzaba por vía subterránea hasta la base de las montañas, por destilación el agua perdía la sal y el vapor ascendía por conductos hasta la cima, allí se condensaba y generaba manantiales. Aunque el concepto es erróneo, fue el primer intento en explicar el ciclo hidrológico.

De acuerdo con Shaw (1994) la necesidad del hombre de disponer agua para sostener la vida y cultivar alimentos fue evidenciada en todo el mundo donde se desarrolló la civilización temprana. El conocimiento detallado de las prácticas de manejo del agua de los sumerios y los egipcios en el Medio Oriente, de los chinos en las márgenes del río Hwang-Ho y de los Aztecas en Sudamérica continúa creciendo a medida que los arqueólogos descubren e interpretan los artefactos de dichos centros del desarrollo cultural. Fueron los filósofos griegos los primeros estudiosos serios de la hidrología y, posteriormente, los eruditos continuaron avanzando en la comprensión de las fases separadas del agua en el entorno natural.

El enfoque de Monsalve (1999) sobre la historia de la hidrología puede resumirse de esta manera:

- Platón y Aristóteles hablaron del ciclo del agua, pero incurrieron en el error al decir que las aguas que corren son mayores que las que se precipitaban en forma de lluvia.
- En el año 1500 D. de C., Leonardo Da Vinci, habla por primera vez del ciclo hidrológico como se lo conoce hoy.
- En 1640 el francés Perrault fue el primero que dejó evidencia por escrito, quien midió la corriente del río Sena y encontró que el caudal era $1/6$ de la precipitación.
- En 1700 el astrónomo Inglés Halley, observó que la evaporación del océano era la fuente para la precipitación, estableciendo relación entre el caudal, la evaporación y la precipitación.
- En 1930 comienza el desarrollo cuantitativo hidrológico, con autores a destacar como Horton, Mead y Sherman.

Según Maidment (1993), el origen y circulación del agua en la tierra existe desde tiempos remotos, pero en el año 1850 se puede considerar el inicio del desarrollo de métodos de uso común en hidrología. En 1851 Mulvaney describió por primera vez el concepto del tiempo de concentración y diseñó una forma primitiva de un medidor de intensidad de precipitación en función del tiempo. Cinco años después Darcy estableció las bases para la ley de circulación del agua subterránea. Durante las décadas siguientes se acumuló gradualmente el conocimiento: en 1871 Saint-Venant derivó las ecuaciones del flujo unidimensional del agua superficial, en 1891 Manning desarrolló su ecuación para cálculo de la velocidad en canales, en 1908 se realizó la primera medición de los efectos en los niveles de escorrentía superficial debidos al cambio de uso del suelo en la cuenca hidrográfica Wagon Wheel, en 1911 Green y Ampt produjeron su modelo de infiltración, y en 1925 Streeter y Phelps desarrollaron la curva de agotamiento del oxígeno disuelto en ríos.

1.2. DEFINICIONES

1.2.1. Hidrología

Es la ciencia que estudia la distribución, cuantificación y utilización de los recursos hídricos, que se encuentran disponibles sobre el globo

Hidrología Básica

terrestre, tanto superficiales (océanos, lagos, embalses, ríos, glaciares, nevados) y subterráneos (acuíferos) como atmosféricos (vapor de agua, agua pulverizada).

Existen muchas definiciones de hidrología, que incorporan conceptos similares, destacándose las siguientes:

- Villela y Mattos (1975) definen a la hidrología como la ciencia que trata del agua sobre la tierra, su ocurrencia, circulación y distribución, sus propiedades físicas y químicas, y sus reacciones con el medio ambiente, incluyendo sus relaciones con la vida.
- De acuerdo con Sousa-Pinto (1976) la hidrología es la ciencia que trata del estudio del agua en la naturaleza. Es parte de la geografía física y abarca, en especial, propiedades, fenómenos y distribución del agua en la atmósfera, en la superficie de la Tierra y en el subsuelo.
- La hidrología está basada en el estudio del agua de la Tierra, su existencia, y cómo son su distribución, propiedades físicas y químicas, y la influencia en el ambiente y los seres vivos (Linsley et al., 1977; Monsalve, 1999).
- Según Acosta y Nogueira (2008) se puede definir la hidrología como la ciencia natural que trata de los fenómenos relativos al agua en todos sus estados, de su distribución y ocurrencia en la atmósfera, la superficie terrestre y en el suelo, y de la relación de estos fenómenos con la vida y con las actividades del hombre.
- Ward y Robinson (1990) definen la hidrología simplemente como la ciencia del agua.
- De acuerdo con Han (2010) la hidrología es una disciplina científica e ingenieril que se encarga de estudiar la ocurrencia, distribución, movimiento y propiedades de las aguas en la tierra.

Davie (2008) proporciona la siguiente definición interesante al señalar que la hidrología moderna se refiere a la distribución de agua en la superficie de la tierra y su movimiento sobre y debajo de la superficie, y a través de la atmósfera. Esta amplia definición sugiere que toda el agua es de competencia de un hidrólogo, mientras que, en realidad, su principal preocupación es el estudio del agua dulce pues el estudio del agua salina en la tierra es realizado por la oceanografía.

Hidrología Básica

La hidrología es una geociencia cuyas bases científicas descansan en la química, la física y la biología del ciclo hidrológico, cuyos componentes principales son:

- Transporte de vapor de agua en la atmósfera
- Precipitación, en sus diversas formas
- Condensación del vapor de agua
- Evaporación y evapotranspiración
- Flujo de agua a nivel superficial y subterráneo

1.2.2 Hidrología Aplicada

Hace referencia a técnicas que propician la utilización de los recursos hidráulicos en diversos proyectos de ingeniería, para los cuales se toma la información básica hidrológica y se la procesa según las necesidades de los proyectos de aprovechamiento de los recursos hídricos empleando las herramientas disponibles a la luz de la tecnología moderna.

De acuerdo con Tucci (1993), la hidrología es una disciplina considerablemente amplia, abarcando una gran parte de conocimiento humano. Algunas de las áreas en que la hidrología se ha subdividido son las siguientes:

- Hidrometeorología, que es la parte de la ciencia que trata del agua en la atmósfera.
- Limnología, se refiere al estudio de los lagos y reservorios.
- Potamología, trata del estudio de los ríos y los arroyos.
- Glaciología, es el área de la ciencia relacionada con la nieve y el hielo en la naturaleza.
- Hidrogeología, es el campo científico que trata de las aguas subterráneas.

Según Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006), algunos de los objetivos de la hidrología son:

- Adquirir los conocimientos teóricos básicos de los fenómenos hidrológicos, para resolver los problemas que se presenten en este campo.

- Conocer la cantidad, frecuencia y naturaleza de ocurrencia del proceso lluvia-escorrentamiento sobre la superficie terrestre.
- Determinar eventos de diseño, a partir de los datos hidrológicos de los fenómenos hidrológicos que son registrados en las redes de medición.

1.3 ESTUDIOS HIDROLÓGICOS A NIVEL DE CUENCA

De acuerdo con Eslamian (2014), la conectividad hidrológica y ecológica es un motivo de gran preocupación. Todos los ecosistemas terrestres y costeros están conectados con el agua, incluyendo el agua subterránea, y existe una creciente comprensión de que los "ecosistemas únicos" (bosque de montaña, bosque de manglar, pantano de agua dulce, pantano de turba, marismas y arrecifes de coral) son en realidad, el resultado de una percepción y clasificación artificial, y que a largo plazo solamente pueden ser manejados por una visión holística a nivel de cuenca. Es esencial investigar la gestión de los ecosistemas a nivel de cuenca hidrográfica, particularmente en un escenario de cambio climático.

1.4 EL AGUA Y EL DESARROLLO SOSTENIBLE

Según Connor et al. (2015), en el escenario mundial, las vías de desarrollo insostenibles y las fallas en la gobernabilidad han generado inmensas presiones sobre los recursos hídricos, afectando su calidad y disponibilidad y, a su vez, comprometiendo su capacidad para generar beneficios sociales y económicos. La capacidad del planeta para sostener las crecientes demandas de agua dulce está siendo desafiada, y puede no haber desarrollo sostenible a menos que se restablezca el equilibrio entre la demanda y la oferta.

El producto interno bruto (PIB) mundial aumentó en un promedio de 3,5% por año de 1960 a 2012, y gran parte de este crecimiento económico ha tenido un costo social y ambiental significativo. Durante este mismo periodo, el crecimiento de la población, la urbanización, la migración y la industrialización, junto con los aumentos en la producción y el consumo, han generado demandas cada vez mayores de recursos de agua dulce. Estos mismos procesos también han contribuido a la contaminación de los recursos hídricos, reduciendo aún más su accesibilidad inmediata y comprometiendo así la capacidad de los ecosistemas y el ciclo natural del agua para satisfacer la creciente demanda mundial de agua.

Los mismos autores manifiestan que el aumento de la demanda mundial de agua se encuentra influenciado en gran medida por el crecimiento de la población, la urbanización, las políticas de seguridad

alimentaria y energética y los procesos macroeconómicos, como la globalización del comercio y los cambios en los patrones de consumo.

De igual manera, Connor et al. (2015) comentan acerca de los impactos potenciales del aumento en la demanda de agua, ya que las demandas en competencia conducirán a decisiones de asignación cada vez más difíciles y limitarán la expansión de sectores críticos para el desarrollo sostenible, en particular la producción de alimentos y la energía. La competencia intersectorial y las delicadas compensaciones entre energía y producción agrícola ya pueden observarse en el debate acerca de los biocombustibles. La producción de biocombustibles a partir de cultivos alimentarios, como el maíz, el trigo y el aceite de palma, ha inducido a una competencia adicional por la tierra y el agua incluso dentro del sector agrícola, especialmente en regiones que ya están bajo estrés hídrico, adicionalmente se ha asociado con un aumento en los precios de los alimentos. El crecimiento de cultivos alimentarios para biocombustibles ha estimulado el debate sobre consideraciones éticas con respecto a la seguridad alimentaria futura, así como los esfuerzos existentes para combatir la desnutrición.

En relación con el recurso hídrico, su estado y disponibilidad, los autores manifiestan que la distribución y disponibilidad de los recursos de agua dulce, a través de la precipitación y la escorrentía, puede ser errática, ya que diversas áreas del mundo reciben diferentes cantidades de agua en un año determinado. Puede haber una variabilidad considerable entre los climas áridos y húmedos y durante las estaciones húmedas y secas. Sin embargo, los promedios anuales compuestos muestran variaciones significativas en la disponibilidad de agua per cápita entre países.

Aspectos como los anteriormente citados justifican el desarrollo de estudios holísticos en los cuales la hidrología asume un rol de fundamental importancia pues se constituye en una herramienta que proporciona el entendimiento de la complejidad de los fenómenos climáticos y geográficos, dentro de un contexto social, tecnológico y cultural cada vez más necesitado del líquido vital.

2 CICLO HIDROLÓGICO Y BALANCE HÍDRICO

2.1 CICLO HIDROLÓGICO

De acuerdo con Silva (1998), el ciclo del agua, o ciclo hidrológico, explica el campo de aplicación de la hidrología y su relación con otras disciplinas como son la meteorología, la oceanografía, la hidráulica, la geotecnia, las ciencias naturales, entre otras. El ciclo comprende la circulación del agua desde los océanos hasta la atmósfera, luego a los continentes y nuevamente a los océanos.

Según Souza-Pinto et al. (1976), se puede considerar que toda el agua utilizable por el hombre proviene de la atmósfera, aunque este concepto tenga solamente el mérito de definir un punto inicial de un ciclo que, en realidad, es cerrado. El agua se puede encontrar en la atmósfera bajo la forma de vapor o de partículas líquidas, o como hielo o nieve.

Por su parte, Nogueira-Garcés y Acosta-Álvarez (1988) manifiestan que el comportamiento natural del agua en cuanto a su ocurrencia, transformaciones de estado y relaciones con la vida humana es bien caracterizado por medio del concepto del ciclo hidrológico. Dicho ciclo puede ser considerado como compuesto de dos fases principales: una atmosférica y otra terrestre, cada una de ellas incluyen:

- a) almacenamiento temporal del agua
- b) transporte
- c) cambio de estado

Con fines didácticos y teniendo en cuenta las aplicaciones a la Ingeniería Hidráulica, se presenta el ciclo hidrológico comprendiendo cuatro etapas principales:

- a) precipitaciones atmosféricas (lluvia, granizo, nieve, rocío);
- b) escurrimientos subterráneos (infiltración, aguas subterráneas);
- c) escurrimientos superficiales (quebradas, ríos y lagos); evaporación (en la superficie de las aguas y en el suelo) y transpiración de los vegetales y animales.

Al ser universalmente considerado, el volumen de agua comprendido en cada parte del ciclo hidrológico es relativamente constante; sin embargo, cuando se considera un área limitada, las cantidades de agua en cada parte del ciclo varían continuamente, dentro de límites amplios. La

superabundancia y escasez de lluvia representan, en un área determinada, los extremos de esa variación (Nogueira-Garcez y Acosta-Alvarez, 1988).

Según Villela y Mattos (1975), para una mejor comprensión del ciclo hidrológico se puede visualizar su inicio con la evaporación del agua en los océanos. El vapor resultante es transportado por el movimiento de las masas de aire. Bajo determinadas condiciones, el vapor es condensado, formando las nubes que a su vez pueden resultar en precipitación. La precipitación que ocurre sobre la tierra es dispersada de varias formas. La mayor parte queda temporalmente retenida en el suelo cercano al lugar donde cayó y finalmente regresa a la atmósfera por evaporación y transpiración de las plantas. Una parte del agua restante escurre sobre la superficie del suelo para los ríos, mientras que la otra parte, penetrando profundamente en el suelo, va a abastecer la reserva de agua subterránea.

Debido a la influencia de la gravedad, tanto el escurrimiento superficial como el subterráneo se realizan en dirección hacia las cotas más bajas y pueden, eventualmente, ser vertidos en los océanos. Mientras tanto, cantidades sustanciales del agua superficial y subterránea retornan a la atmósfera por evaporación y transpiración antes de llegar a los océanos.

En el desarrollo del Ciclo Hidrológico el agua es transportada mediante procesos de evaporación, transpiración, circulación atmosférica, condensación, precipitación, flujo superficial y subterráneo, y ocupa los almacenamientos que encuentra en su recorrido, tomando en cada caso el estado que corresponde a las condiciones imperantes de temperatura y presión. De esta forma, evalúa el estado líquido en océanos, lagos, embalses, ríos y acuíferos; el estado sólido en los glaciares y en los nevados, el estado gaseoso en la atmósfera y los estados sólido y líquido en las nubes. En la Figura 2.1, basada en un esquema elaborado por el United States Geological Survey (USGS), entidad adscrita al Departamento del Interior de los Estados Unidos, se indica esquemáticamente la dinámica del ciclo hidrológico.

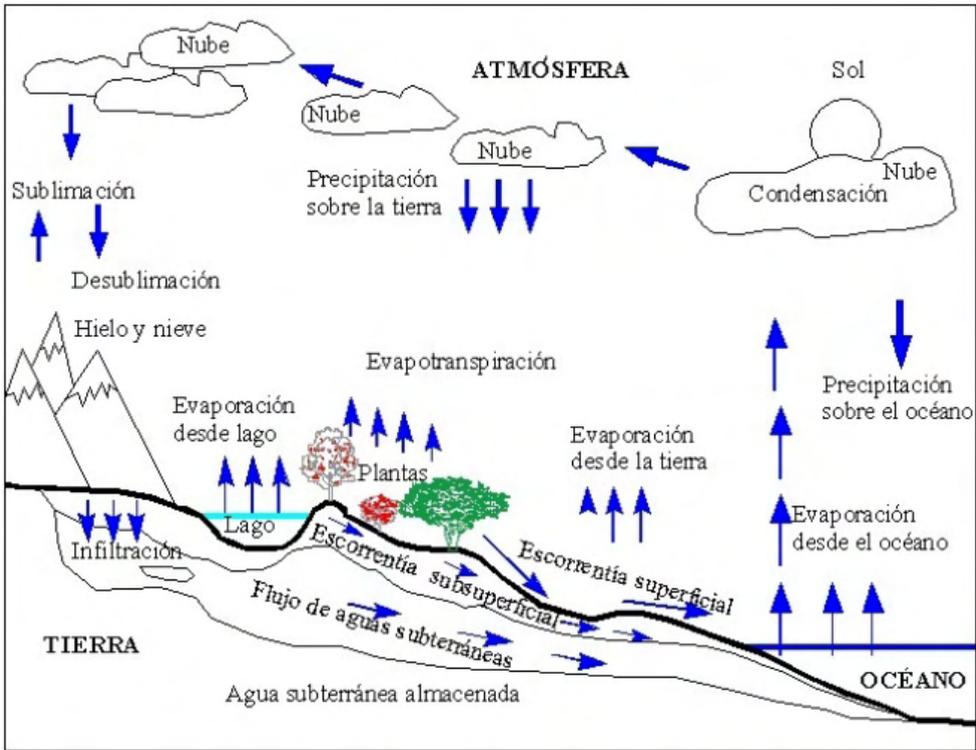


Figura 2.1
Esquematzación del ciclo hidrológico

El agua en la tierra existe en un espacio llamado hidrósfera que se extiende aproximadamente 15 km hacia arriba a la atmósfera y aproximadamente 1 km hacia la litósfera. El agua circula en la hidrósfera a través del laberinto de vías constituyen el ciclo hidrológico (Chow et al., 1988).

Según Shaw (1994), la fuerza que dinamiza la circulación natural del agua cercana a la superficie de la tierra se deriva de la energía radiante proveniente del sol. La mayor parte del agua de la Tierra se encuentra almacenada en la superficie de los océanos, por ello es lógico considerar que el ciclo hidráulico comienza con el efecto directo de la radiación solar sobre este inmenso reservorio. El calentamiento de la superficie del mar causa la evaporación, que consiste en la transferencia de agua desde el estado líquido al estado gaseoso, para formar parte de la atmósfera, donde permanece almacenado durante un periodo medio del orden de 10 días. A través de una combinación de circunstancias, el vapor del agua regresa al estado líquido a través del proceso de la condensación para formar nubes y, con condiciones atmosféricas favorables, se produce la precipitación (lluvia o nieve) para retornar directamente a su almacenamiento en el océano o para embarcarse mediante una ruta más tortuosa a través de la

superficie de la tierra hacia los océanos. La nieve puede acumularse en las regiones polares o en montañas altas y consolidarse en la forma de hielo, en cuyo estado el agua puede ser almacenada naturalmente durante largos periodos de tiempo. En regiones más templadas, la precipitación puede ser interceptada por la vegetación desde la que el agua interceptada puede regresar hacia el aire por evaporación. La lluvia que llega a la superficie del suelo puede acumularse para formar escorrentía superficial o puede infiltrarse a través del terreno. El líquido en el suelo percola entonces a través de las capas no saturadas para llegar al nivel freático donde el suelo se satura, o es asimilada por la vegetación desde la cual puede ser transpirada de nuevo hacia la atmósfera. La escorrentía superficial y el flujo de agua subterráneo se juntan de nuevo en las corrientes superficiales y ríos, que pueden ser retenidos temporalmente en lagos, pero finalmente fluirán hacia el océano.

En la Tabla 2.1 se presenta, con base en un detallado estudio de revisión de literatura mundial realizado por Von Sperling (2006), los volúmenes y porcentajes de agua distribuida en los diferentes compartimientos en el planeta, estimados con base en promedios aritméticos.

*Tabla 2.1
Volúmenes y porcentajes de agua distribuida en los diferentes compartimientos*

Compartimiento	Volumen (km ³)	Porcentaje del total (%)
Océanos	1.345.712.500	97,07526
Agua no oceánica	40.544.485	2,92474
Glaciares	26.550.000	1,91523
Aguas subterráneas	13.700.000	0,98828
Lagos	228.200	0,01646
Humedad del suelo	50.750	0,00366
Atmósfera	13.125	0,00095
Ríos	1.350	0,00009
Organismos	1.060	0,00007
Total	1.386.256.985	100

Fuente: Adaptada de (Von Sperling, 2006, p.198)

Hidrología Básica

Con base en las anteriores informaciones, el volumen total de agua en el globo terráqueo es de aproximadamente 1.386 millones de km³. El agua salada incluye los volúmenes almacenados en los océanos, en los acuíferos salados y en los lagos salados. El agua dulce no utilizable es aquella que no se encuentra disponible en forma líquida para su aprovechamiento inmediato en los proyectos de ingeniería; dicha fracción se encuentra constituida por los glaciares, la nieve y la humedad atmosférica. El agua dulce superficial incluye los volúmenes que pertenecen a cuerpos hídricos como ríos, lagos y pantanos; por último, el agua subterránea representa cerca del 0,99 % del volumen total, representado del orden de 60 veces mayor cantidad que la del agua superficial. La utilización del agua subterránea depende de factores económicos y técnicos ya que más del 50 % del total de esta fracción se encuentra confinada en acuíferos por debajo de 800 m de profundidad.

Valores similares fueron reportados por Silva (1998), para un volumen total de agua en el planeta Tierra de mil trecientos millones de kilómetros cúbicos, como se muestra en la Tabla 2.2, donde se observa que la cantidad del agua subterránea es muy superior a la del agua dulce superficial; sin embargo, no toda el agua subterránea es aprovechable debido a factores económicos y técnicos. Dentro del agua dulce no utilizable se encuentra la contenida en los glaciares, la humedad del suelo y el agua contenida en animales, vegetales y minerales.

Tabla 2.2 Recursos hídricos en el globo terrestre.

Recurso Hídrico	Volumen (km ³)	Porcentaje del total (%)
Agua salada	1.300.100.000	97,26
Agua dulce no utilizable	28.512.700	2,13
Agua dulce superficial	124.230	0,01
Aguas subterráneas	8.065.000	0,60
Total agua dulce	36.701.930	2,74
Total	1.336.701.930	100

Fuente: Adaptado de (Silva, 1998, p.3)

De los componentes que integran el ciclo hidrológico, indicados en la Figura 2.2 tres procesos fundamentales son la evaporación, la precipitación y la escorrentía superficial.

A continuación, en la Figura 2.2, se ilustran los valores correspondientes a los volúmenes globales.

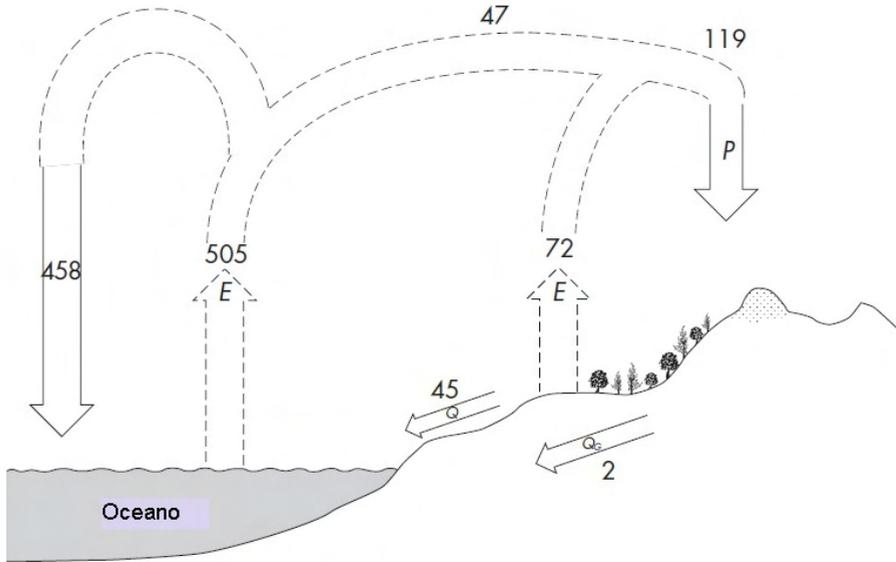


Figura 2.2

Cantidad de agua (en miles de km^3) que participa en el ciclo hidrológico global. Fuente: Adaptada de (Davie, 2008, p. 7).

Los valores ilustrados en el diagrama representan la cantidad estimada de agua por año, en miles de km^3 , que participa en el ciclo hidrológico en los siguientes procesos: E = evaporación, P = precipitación, Q_G = escurrimiento subsuperficial; Q = escurrimiento superficial. Las cantidades presentadas en el esquema corresponden al global total, pero dichas cifras varían de manera enorme alrededor del globo terrestre puesto que el agua no está distribuida uniformemente sobre la Tierra; existen factores de tipo meteorológico, astronómico, orográfico, geográfico y geológico que regulan el comportamiento de las variables del ciclo hidrológico.

De acuerdo con Silveira (1993), el equilibrio medio anual, en volumen, entre la precipitación y la evapotranspiración, que son los dos flujos principales entre la superficie terrestre y la atmósfera a nivel global representa un volumen del orden de $423 \times 10^{12} \text{ m}^3/\text{año}$.

2.2. LA CUENCA HIDROGRÁFICA Y EL CICLO HIDROLÓGICO

2.2.1. Definición de cuenca

Según el Ministerio de Medio Ambiente (Colombia, 2002), una cuenca hoya hidrográfica corresponde al área de aguas superficiales o subterráneas, que vierten a una red natural con uno o varios cauces naturales, de caudal continuo o intermitente, que confluyen en un curso mayor, y que a su vez, puede desembocar en un río principal, en un depósito natural de aguas, en un pantano o directamente en el mar.

2.2.2. Delimitación de la cuenca

De acuerdo con Monsalve (1999), una cuenca hidrográfica se delimita por la línea divisoria (o línea de divorcio) de las aguas. La línea divisoria está conformada por la cota o altura máxima que divide dos cuencas contiguas, como se puede apreciar en la Figura 2.3.

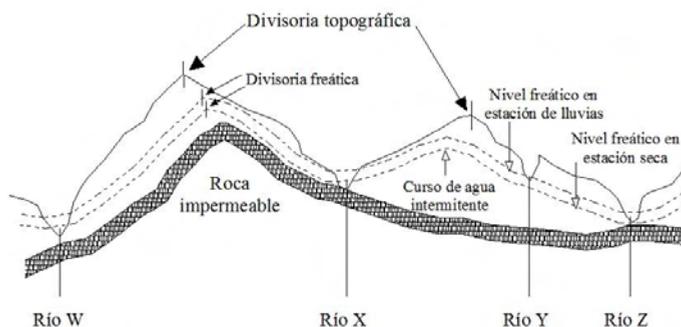


Figura 2.3

Corte transversal de una cuenca hidrográfica.

Fuente: Adaptada de (Monsalve, 1999, p.36).

Cuando los límites de las aguas subterráneas de una cuenca no coincidan con la línea divisoria de aguas (como se puede observar en la parte superior izquierda de la Figura 2.3), sus límites serán extendidos de manera subterránea más allá de la línea divisoria topográfica hasta incluir la de los acuíferos subterráneos cuyas aguas confluyen hacia la cuenca deslindada.

Complementariamente se puede comentar que una cuenca hidrográfica es una unidad natural definida por la existencia de la divisoria de las aguas en un territorio dado. Las hoyas hidrográficas son unidades morfológicas superficiales. Sus límites se establecen a partir de la divisoria geográfica principal de las aguas de precipitaciones; también conocido como "parteaguas". El parteaguas, teóricamente, es una línea imaginaria que une los puntos de máximo valor de altura relativa entre dos laderas

adyacentes, pero de exposición opuesta; desde la cota más alta de la cuenca hasta su punto de descarga. Dentro de las cuencas puede ser necesario delimitar subcuencas u hoyas de orden inferior; en ese caso, las divisorias que delimitan las subcuencas se denominan parteaguas secundarias.

La Figura 2.4 presenta un esquema ilustrativo de una cuenca hidrográfica y, para el caso, su división en tres zonas correspondiendo a la parte alta, media y baja de la hoya.

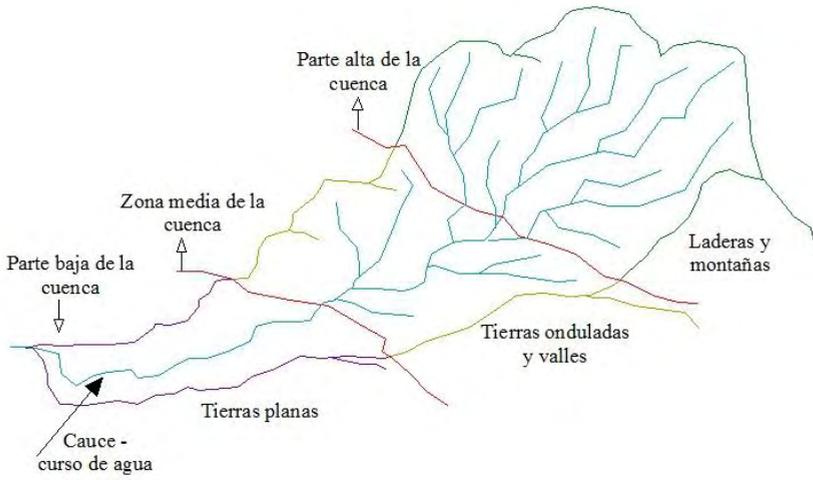


Figura 2.4
Esquema de una cuenca hidrográfica.

En la parte baja de la cuenca predominan tierras planas, con una topografía leve en donde suelen depositarse los sedimentos provenientes de las partes más altas; en la zona media hay presencia de zonas onduladas y eventualmente pequeños valles y mesetas; en la parte alta de la cuenca predomina una topografía más agreste, con la presencia de montañas y laderas con grandes pendientes.

2.2.3 Cuenca Hidrológica

La definición de cuenca hidrológica es más amplia e integral que la definición de una cuenca hidrográfica. El concepto de cuenca hidrológica corresponde a una unidad morfológica integral; por ello, además de incluir todo el concepto de cuenca hidrográfica, abarca también la estructura hidrológica subterránea del acuífero como un todo.

2.3 FUNCIONES DE UNA CUENCA HIDROGRÁFICA

Dentro de la hoya hidrográfica se presenta una diversidad de componentes, cada uno de los cuales ejerce funciones específicas que se relacionan a continuación:

2.3.1 Función Hidrológica

- Captación de agua de las diferentes formas de precipitación para constituir el escurrimiento del líquido a través de manantiales, ríos y arroyos.
- Almacenamiento del agua en sus diferentes formas superficiales y subterráneas, con sus respectivos tiempos de duración.
- Descarga del agua en la forma de escurrimiento superficial directo (en inglés denominado runoff).

2.3.2 Función Ecológica

- Provee una diversidad de sitios y rutas a través de las cuales se llevan a cabo interacciones entre las características de calidad física, química e inclusive microbiológica del agua.
- Proporciona el hábitat necesario para el desarrollo y mantenimiento de la flora y fauna que constituyen los elementos biológicos del ecosistema y que establecen interacciones entre las características físicas, químicas y biológicas del agua.

2.3.3 Función Ambiental

- Constituye sumideros de dióxido de carbono.
- Alberga bancos de germoplasma; es decir, el conjunto de genes que se transmiten a través de la reproducción de especies vegetales y animales silvestres.
- Regula tanto la recarga hídrica de la hoya como los ciclos biogeoquímicos.
- En la medida en que no haya intervenciones antrópicas lesivas, conserva la biodiversidad.
- Contribuye al mantenimiento de la integridad y de la diversidad de los suelos.

2.3.4 Función Socioeconómica

- Suministra recursos naturales, tanto renovables como no renovables, para el desarrollo de diversos tipos de actividades productivas que brindan sustento a la población.
- Provee el espacio físico para el desarrollo social y cultural de las comunidades.

2.4 BALANCE HÍDRICO GENERAL

De acuerdo con Henry y Heinke (1996) al caer la lluvia, parte del agua se evapora directamente en la atmosfera; otra lo hace desde la superficie del suelo y del agua que regresa hacia la atmósfera; una porción la absorberán los vegetales y posteriormente retornará hacia la atmosfera mediante la transpiración; el resto corre directamente hacia los ríos y lagos o se filtra hacia las aguas subterráneas para, más adelante juntarse con el agua superficial.

La Figura 2-5 presenta un esquema simplificado del ciclo hidrológico para una pequeña región compuesta de un lago y tierra. Se pueden identificar varios “subsistemas”: (1) las nubes atmosféricas sobre el lago, la tierra y ambos; (2) la tierra; (3) el lago; y (4) el sistema entero. La figura también muestra que existe un balance entre las cantidades de agua que atraviesan los límites de cada subsistema. Un balance de materia del ciclo hidrológico a nivel global es presentado en (Henry y Heinke, 1996).

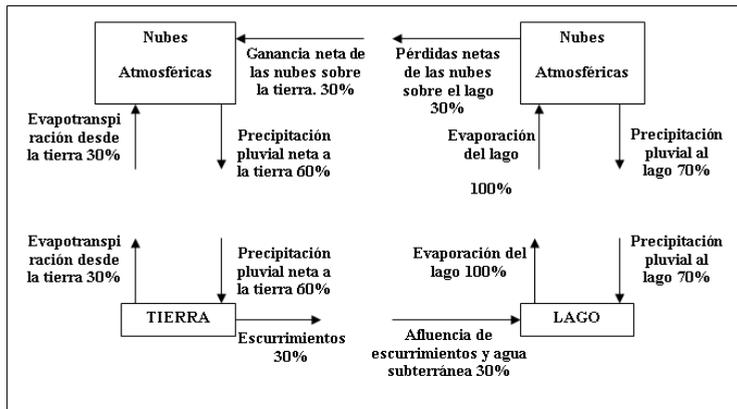


Figura 2.5

Ciclo hidrológico de una pequeña región de tierra con lago. Balance de materia sobre el ciclo hidrológico. Fuente: Adaptado de (Henry y Heinke, 1996, p. 238).

Los principales componentes del ciclo en una cuenca hidrológica se encuentran representados por la ecuación del balance hídrico (Ward y

Robinson, 1990). La ecuación general del balance hídrico en una cuenca determinada presenta la siguiente forma:

$$P + Q_a \pm G = ET + Q + \Delta S \quad [1]$$

Donde:

- P : Precipitación durante el periodo de tiempo seleccionado.
- Q_a : Aporte superficial de agua proveniente de cuencas vecinas.
- G : Flujo neto de aguas subterráneas desde y hacia cuencas vecinas.
- ET : Evapotranspiración real en la cuenca.
- Q : Caudal superficial que sale de la cuenca.
- ΔS : Cambio en el almacenamiento superficial y subterráneo de agua.

Incluye el almacenamiento en cauces, embalses, en el suelo y en acuíferos.

Los valores estimados del volumen de agua que participa anualmente en el ciclo hidrológico en términos de evaporación, precipitación y escurrimiento superficial y subterráneo se presentaron previamente en la Figura 2.2.

Según Gurovich (1985), entre las múltiples aplicaciones prácticas del balance hídrico se pueden destacar:

Cálculo del “rendimiento hídrico”, que corresponde al volumen total de agua producida como caudal de la cuenca, para un periodo de tiempo dado (usualmente del orden de un mes, de una estación climática o de un año), el cual se puede expresar en m³/s*km² o L/s*ha.

En sistemas de riego para realizar el balance hídrico del suelo en el cual conociendo algunos parámetros de la ecuación del balance se puede hallar la evapotranspiración y conocer el uso consuntivo de las plantas (uso-consumo del cultivo).

Se puede aplicar el balance hídrico en zonas pequeñas como la zona radicular de un cultivo.

Balance hídrico de una región. Para un sector de una cuenca o un tramo de río se puede estimar las pérdidas y recuperaciones de agua, el monto de los consumos del líquido y la magnitud de la interconexión entre el río y los acuíferos.

Balance hídrico en embalses, para determinar la capacidad óptima del embalse, el dimensionamiento de vertederos y la reconstitución de la estadística de caudales de un río.

Como ejemplo del balance hídrico para un embalse para represamiento del agua de un río, Gurovich (1985) presenta un esquema y sus componentes, los cuales se ilustran a continuación en la Figura 2.6

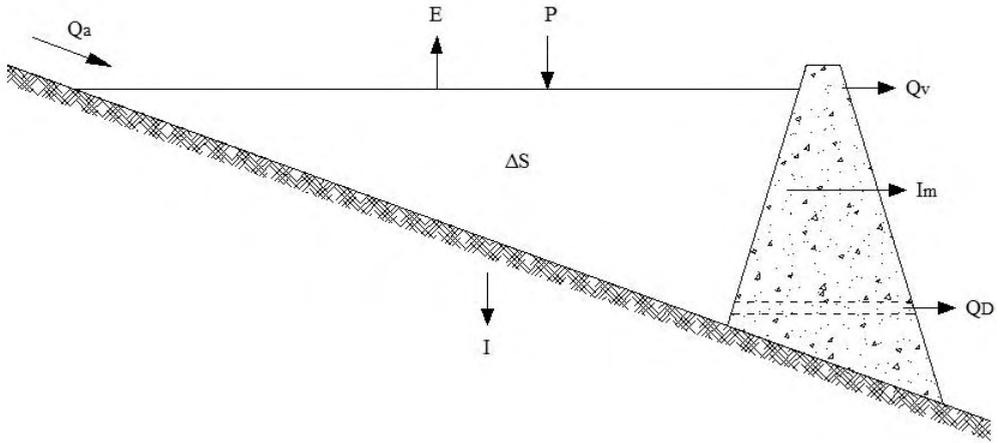


Figura 2.6

Esquema de los procesos hidrológicos en un embalse de acumulación

En el esquema la nomenclatura utilizada representa:

Q_a : Caudales afluentes al embalse, provenientes del río principal, de canales de alimentación o de quebradas.

P : Precipitación sobre el espejo de agua del embalse o reservorio.

E : Evaporación desde el embalse.

I : Infiltración.

Q_v : Caudal efluente a través del vertedero del embalse.

I_m : Infiltración a través del muro del embalse.

Q_D : Caudal efluente por medio de las obras de entrega, para ser utilizado según los objetivos y usos del embalse.

ΔS : Volumen de agua almacenada en el embalse.

Aplicando la ecuación general de continuidad se tiene para un cierto periodo de tiempo Δt que:

$$Q_a + P = Q_v + Q_D + I + I_m + E + \Delta S \quad [2]$$

Dicha ecuación se utiliza en estudios de operación de embalses para determinar su capacidad óptima, en el dimensionamiento de vertederos y en la reconstitución de la estadística de caudales de un río.

3 HIDROMETEOROLOGÍA Y VARIABLES ATMOSFÉRICAS

3.1. HIDROMETEOROLOGÍA

Se define la hidrometeorología como parte de la meteorología que tiene interés especial en la solución de problemas hidrológicos y por meteorología se entiende el estudio relacionado con los fenómenos atmosféricos (Silva, 1998).

La ciencia de la meteorología ha sido reconocida durante mucho tiempo como una disciplina separada, aunque los estudiosos del tema suelen llegar a ella a partir de una rigurosa formación en física o matemáticas. El estudio de la hidrometeorología ha evolucionado como una rama especializada de la hidrología que vincula los conocimientos fundamentales del meteorólogo con las necesidades del hidrólogo (Shaw, 1994).

Según Lynsley et al. (1977), los problemas hidrológicos en los cuales la meteorología juega un papel importante incluyen la determinación de la precipitación máxima probable y las condiciones óptimas para la fusión de la nieve; la predicción de la precipitación y el derretimiento de nieve para la operación de embalses; y la determinación de los vientos máximos probables sobre superficies de agua para estimar el tamaño de las olas resultantes y a partir de ello poder diseñar presas y diques.

3.2 LA ATMÓSFERA

La atmósfera terrestre es la capa gaseosa que envuelve la Tierra y la acompaña en sus movimientos. Se considera que la atmósfera se encuentra subdividida en capas superpuestas. Existen dos capas principales, llamadas alta y baja atmósfera; la división de las dos ocurre aproximadamente a los 20 km de altitud, en la interfase conocida como estratopausa (Bertoni, 1993).

De acuerdo con Nogueira y Acosta (1988), en lo que se refiere a la hidrología, la atmósfera puede ser considerada como:

Un gran reservorio de vapor de agua que presenta algunas regiones de agua en el estado líquido, formando micro-gotas que constituyen la neblina y las nubes. Como resultado de fenómenos mecánicos y termodinámicos, los elementos de esa “fase condensada” o se evaporan de nuevo, o se aglomeran para dar lugar a las precipitaciones; a veces, como consecuencia

de particulares condiciones de temperatura, en lugar de microgotas puede haber formación de minúsculas partículas de hielo.

Un enorme sistema de transporte y de distribución de agua atmosférica sobre los continentes y los océanos, por medio de la acción de una red compleja y flotante de corrientes aéreas, regulares o fortuitas.

Un vasto colector de calor que absorbe selectivamente una pequeña parte de la radiación solar directa (la correspondiente a pequeñas amplitudes de onda) y una parte mucho mayor de la radiación calorífica indirecta emitida por la Tierra, calentada por el Sol. Este calor puede generar movimientos convectivos y favorece la evaporación de agua de la superficie terrestre.

Según Shaw (1994), la atmósfera forma una capa distintiva y protectora de aproximadamente 100 km de espesor alrededor de la Tierra. Las capas de la atmósfera, llamadas "esferas", están definidas por el perfil de temperatura. Después de una disminución general de la temperatura a través de la tropósfera, el aumento de esta desde una altura de 20 hasta los 50 km es causado por una capa de ozono, que absorbe la radiación solar de onda corta y libera parte de la energía en forma de calor.

Para el hidrólogo, la tropósfera es la capa más importante porque contiene el 75% del peso de la atmósfera y prácticamente toda su humedad. Sin embargo, el meteorólogo está cada vez más interesado en la estratósfera y la mesósfera, ya que es en dichas regiones externas donde se originan algunos de los disturbios que afectan a la tropósfera y la Tierra.

La altura de la tropopausa, la zona límite entre la tropósfera y la estratósfera podría asumir un valor promedio del orden de 11 km, pero oscila entre 8 km en los polos y los 16 km en el Ecuador. Las variaciones estacionales también son causadas por cambios en la presión y la temperatura del aire en la atmósfera.

El aire seco posee una composición química muy consistente a través de la atmósfera hasta la mesopausa a 80 km. Las proporciones de los principales constituyentes del aire se presentan en la Tabla 3.1. La última categoría contiene pequeñas proporciones de otros gases inertes y, de particular importancia, la capa estratosférica de ozono que filtra la radiación solar. Pequeñas cantidades de hidrocarbonatos, amonio y nitratos también pueden existir en la atmósfera.

Tabla 3.1
Principales constituyentes del aire seco.

Gases	% (con base en su masa)
Nitrógeno	75,51
Oxígeno	23,15
Argón	1,28
Dióxido de carbono, etc.	0,06

Fuente: Adaptado de (Shaw, 1994, p.6)

De acuerdo con Monsalve (1999), el aire húmedo está compuesto por aire seco y vapor de agua. El vapor de agua, producto de la evaporación de océanos, ríos, lagos y embalses, puede llegar en regiones tropicales a ser el 4% del volumen del aire natural. Adicionalmente manifiesta que las partículas en suspensión reciben el nombre de aerosoles. Las partículas de origen inorgánico son de gran interés e importancia para la hidrología, pues son responsables en grado significativo de la condensación del vapor de agua y la consiguiente formación de nubes.

3.2.1 Capas atmosféricas (T-E-M-I-E)

Las capas que conforman la atmósfera son, en orden creciente de altitud: tropósfera (T), estratósfera (E), mesósfera (M), ionósfera (I) y exósfera (E). A continuación, se describen algunas características de las capas que conforman la atmósfera y como se muestran en la Figura 3.1.

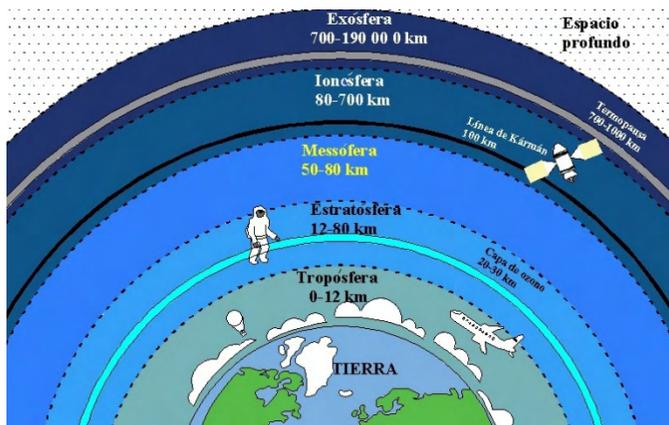


Figura 3.1
Capas de la atmósfera.

Fuente: adaptada de <https://geologiaweb.com/planeta-tierra/atmosfera-terrestre>

Tropósfera.

Abarca hasta un límite superior llamado tropopausa, que se encuentra a 9 km en los polos y a 18 km en la línea ecuatorial. Se producen importantes movimientos verticales y horizontales de las masas de aire (vientos). Hay relativa abundancia de agua por su cercanía con la hidrósfera. Suceden los fenómenos climáticos como formación de nubes, lluvias, vientos, cambios de temperatura, entre otros. La temperatura disminuye con la altura, hasta -70°C . Es la capa de mayor interés desde el punto de vista de la hidrología.

Estratósfera.

Comienza a partir de la tropopausa y finaliza en la estratopausa, como límite superior. Llega hasta una altura de 50 km. La temperatura aumenta hasta llegar a los cero (0) $^{\circ}\text{C}$. No hay desplazamiento vertical de las masas de aire, solo desplazamiento horizontal con vientos hasta de 200 km/h. En esta capa se localiza la subcapa de ozono entre los 20 y 30 km. Es casi libre de nubes con aire enrarecido. Es la capa en la cual por lo general vuelan los aviones.

Mesósfera.

Comienza a partir de la estratopausa. Se localiza entre los 50 y 80 km de altitud y se encuentra libre de nubes. En esta capa la densidad del aire es muy baja. En ella se observa la aurora Boreal (por interacción del campo magnético solar y terrestre).

Ionósfera.

El aire de esta capa es ionizado (que son partículas de aire cargadas eléctricamente; la ionización del aire consiste en la ganancia o pérdida de electrones de las moléculas que están presentes en los gases atmosféricos). Produce reflexión de ondas de radio.

Exósfera.

Es el espacio exterior y su límite superior no está muy bien definido (Jiménez, 1986). Consiste en la región más alta de la atmósfera de la Tierra, la cual gradualmente se desvanece en el espacio exterior. El aire en la exósfera es extremadamente liviano, en muchos sentidos es similar al vacío sin aire del espacio exterior.

Algunas *características de la atmósfera* son: Permite la propagación de los sonidos. Genera fricción pues restringe el movimiento de los objetos en ella tales como aviones y meteoritos, gran parte de estos últimos son destruidos por rozamiento. Regula la temperatura, si no hubiera atmósfera en la Tierra, la temperatura oscilaría entre 9° y -250°C . Es un medio propicio para la vida. En ella se reproducen los fenómenos hidrometeorológicos. La densidad del aire varía de manera inversamente proporcional con la altura.

En la Figura 3.2, se indica la variación de la temperatura y de la presión atmosférica, así como la disposición de las diferentes capas atmosféricas.

El comportamiento de la temperatura es bastante complejo, debido al enfriamiento y calentamiento de las capas atmosféricas, donde el gradiente térmico en la tropósfera es de $0,7^{\circ}\text{C}$ por cada 100 metros de altitud. La presión se reduce rápidamente al aumentar la altura, siguiendo un comportamiento exponencial (Jiménez, 1986).

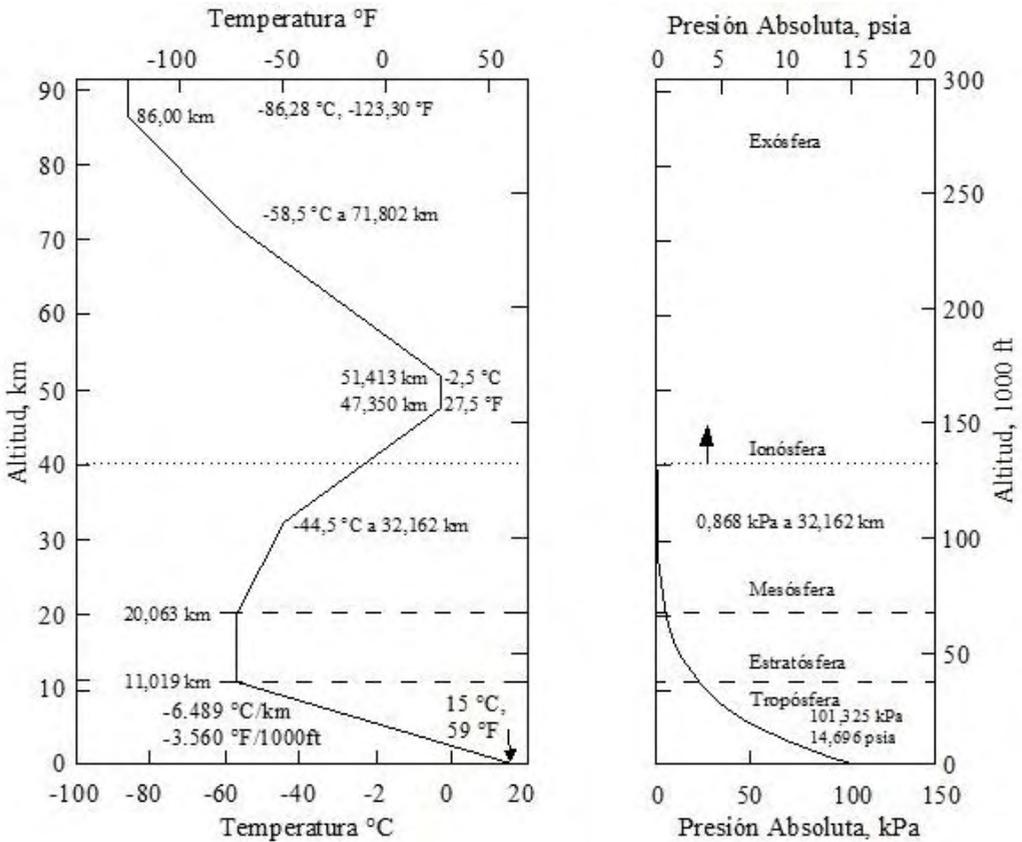


Figura 3.2

Distribuciones de temperatura y presión de la Atmósfera Estándar.

Fuente: adaptado de (Franzini y Finnemore, 1999, p. 18)

3.3 VARIABLES ATMOSFÉRICAS

Según Silva (1998), los valores instantáneos de las variables atmosféricas temperatura, humedad, presión y vientos en un sitio determinado definen el estado del tiempo o de la atmósfera en ese lugar. Al analizar dichos valores sobre un periodo largo determinan el clima.

De acuerdo con Maidment (1993), pese a que casi las mismas leyes físicas aplican tanto para el clima como para el estado del tiempo, la climatología es más que una simple rama de la meteorología. El estado del tiempo es la condición de la atmósfera en un momento o tiempo en particular. Clima es el estado promedio de la atmósfera durante un periodo de tiempo (semanas, décadas, años o milenios). La radiación solar es la mayor fuente de energía externa para el sistema climático, pero hay otros factores externos tanto naturales como las erupciones volcánicas; así como los inducidos por el Hombre, por ejemplo, los cambios en la superficie terrestre, que también afectan, hasta un cierto grado, el clima de la tierra.

La respuesta interactiva de los océanos y la atmósfera, la criósfera (hielo y nieve), y la superficie de la tierra y su biomasa a las fuentes de energía externa determinan el clima de la tierra. La circulación de los océanos y de la atmósfera es el poderoso mecanismo de transporte que mueve el calor a través de largas distancias requerido para mantener el balance energético del planeta. La capacidad térmica de los océanos proporciona almacenamiento de calor estacional que modera lo que podrían ser cambios más severos de temperatura durante el verano y el invierno.

Según Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006), para caracterizar a la atmósfera, sobre todo en la parte cercana a la superficie del terreno, se utilizan magnitudes tales como la temperatura del aire, el contenido de humedad, el viento, la presión, la precipitación, la nubosidad, la insolación, la radiación y la evaporación. Los elementos atmosféricos pueden ser analizados en su variación diaria, que es la materia sobre la cual versa la meteorología, o como valores representativos de una región particular asociados a periodos de tiempo que abarquen 20 años o más, que es la materia de la cual se encarga la climatología.

3.3.1 Temperatura

Según Silva (1998), la temperatura es la diferencia de intensidad de calor entre dos cuerpos; es una medida comparativa y se da en R, °K, °F, °C, basándose en la propiedad de los cuerpos de dilatarse o contraerse como el mercurio (Hg) y el alcohol.

De acuerdo con Villela y Mattos (1975), pese a que el sol es la fuente de toda la energía que mantiene el movimiento de la atmósfera, las propiedades físicas de la superficie terrestre desempeñan un papel importante en la conversión de la radiación solar en calor sensible y en la redistribución de la energía entre la atmósfera y las sustancias superficiales, pues la energía emitida por el sol es en forma de radiación de onda corta que es muy poco absorbida por la atmósfera. La atmósfera es calentada en

las capas inferiores gracias a la emisión de la superficie terrestre que se realiza en ondas largas y la redistribución de la energía en la atmósfera se procesa principalmente por conducción y convección.

Según dichos autores, los fenómenos de conducción y convección en la atmósfera se procesan de la siguiente forma: el aire calentado por conducción, o sea, un flujo de energía calorífica a través de la materia por medio de actividad molecular interna sin, obviamente cualquier movimiento de la materia. La energía emitida por la Tierra es absorbida principalmente por el vapor de agua y por el dióxido de carbono; los otros gases, en contacto con ellos, son calentados por conducción. Una vez que el aire calentado disminuye en densidad, el aire que está en contacto con la superficie y es calentado por conducción tiende a volverse más liviano. Sin embargo, la superficie terrestre no es homogénea y hace que el aire sea calentado de manera desigual, lo que resulta en el apareamiento de capas de aire con diferentes densidades; surgen entonces fuerzas ascendentes que elevan el aire más caliente, y por lo tanto más liviano, a través del aire aledaño más frío y más denso. El aire caliente en ascenso se expande, pues, a la medida que se eleva, encuentra presiones atmosféricas menores y en consecuencia de eso, se enfría. Cuando el aire en ascensión y expansión pierde suficiente calor de manera que su densidad es igualada a la del medio ambiente, su elevación cesa. El aire caliente, al elevarse, ciertamente es sustituido por el aire más frío aledaño. El proceso se conoce como convección, que es el transporte de calor por movimiento de la materia.

Medida de la temperatura

Existen diferentes maneras para medir la temperatura, pero la más corriente consiste en el uso de termómetros haciendo lecturas continuas o cada cierto intervalo de tiempo, como por ejemplo cada hora. Algunos termómetros toman observaciones diarias, como es el caso de termómetros para el registro de temperaturas máximas y mínimas.

Un termómetro de mínimas consiste en un recipiente de vidrio que posee un indicador que permanece a la menor temperatura registrada durante un periodo de tiempo; el termómetro de máximas tiene una contracción cerca del recipiente de mercurio que impide que el metal regrese al recipiente cuando la temperatura disminuya, registrando así la máxima temperatura del día.

De acuerdo con Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006), para evitar perturbaciones en la medición de la temperatura por la incidencia directa de los rayos solares sobre los termómetros, se colocan dentro de un abrigo meteorológico, que permite el paso del aire a través de unas rendijas que

forman parte de las paredes. Los valores máximos suelen ocurrir después del mediodía y los mínimos en la madrugada.

Los termómetros se colocan en una caseta o garita de madera de color blanco, con persianas o rejillas de ventilación. Las casetas deben ser colocadas a una altura estándar que oscila entre 1,40 y 2,00 m, con el fin de comparar las temperaturas registradas en diferentes sitios (OMM - Organización Mundial de Meteorología, organismo encargado del control de las mediciones-).

Clases de temperaturas

Entre los tipos de temperaturas más comúnmente utilizadas se encuentran:

- Temperatura del bulbo seco (t_a). Se determina por métodos corrientes en condiciones ambientales normales.
- Temperatura del tubo húmedo (t_w). Se la obtiene cuando se enfría el aire por el proceso de evaporación a presión constante. Esta temperatura es utilizada para medir la humedad del aire, por medio del psicrómetro, como se observa en la Figura 3.3.



Figura 3.3

Termómetros de bulbo seco (vertical de la izquierda), de bulbo húmedo (vertical de la derecha), de temperatura máxima (horizontal superior) y de temperatura mínima (horizontal inferior)

Temperatura del punto de rocío (T_d).

Corresponde a la temperatura en la cual se condensa el vapor de agua.

Temperaturas medias.

Suelen usarse para tabulaciones, algunas de ellas son:

- Temperatura media diaria (T_{md}). Es el promedio aritmético de las temperaturas que se hayan registrado durante un día, algunas instituciones realizan lecturas cada 6 horas (7 a.m., 13 p.m., 19 p.m., 1 a.m.), otras calculan el promedio a partir de las temperaturas máxima y mínima registradas en el mismo día.
- Temperatura media mensual (T_{mm}). Es el promedio aritmético de todas las temperaturas medias registradas a lo largo de un mes.
- Temperatura media anual (T_{ma}). Corresponde al promedio aritmético de las temperaturas medias mensuales para un año en particular.
- Temperatura media normal (T_{ma}). Es el promedio aritmético que se obtiene para muchos años de registro, del orden de 20 o más años.

Debido al avance de la tecnología la temperatura del aire se puede medir a través de sensores digitales como el sensor DTH 22.

La temperatura media en Colombia

Con base en los datos oficiales del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM) registrados entre los años 1981 y 2010, la distribución de las temperaturas medias anuales multianuales se representa de manera gráfica a continuación en la Figura 3.4.

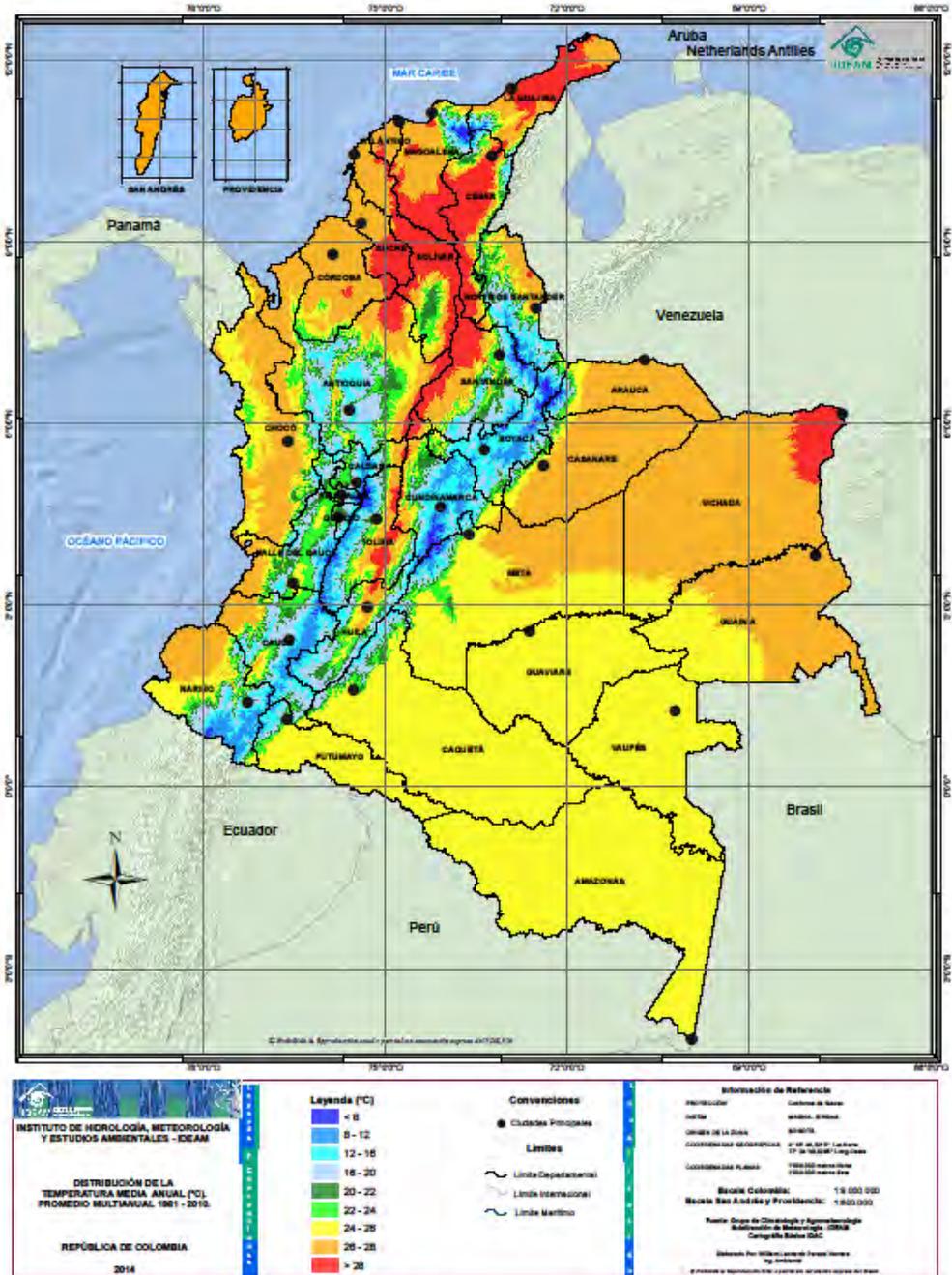


Figura 3.4

Distribución de la temperatura media anual (°C), promedio multianual 1981 - 2010.

Fuente: IDEAM (2014), disponible en:

http://atlas.ideam.gov.co/basefiles/Temp_Med_Anual.pdf

Como se puede apreciar en la Figura 3.4, las temperaturas medias más bajas se encuentran concentradas en las áreas localizadas en las partes altas de las cordilleras oriental, central y occidental, con temperaturas inclusive menores a 8 °C; mientras que las mayores temperaturas se concentran en las regiones con menores altitudes y las mayores depresiones del territorio nacional, con temperaturas medias que sobrepasan los 28 °C.

3.3.2. Humedad

La humedad atmosférica es un elemento esencial del ciclo hidrológico. Es la fuente de todas las precipitaciones y controla enormemente la tasa de evaporación del suelo y reservorios, como también la transpiración de los vegetales. La humedad del aire se refiere únicamente al vapor de agua contenido en la atmósfera, sin considerar el agua en los estados líquido y sólido (Tucci, 1993).

De acuerdo con Villela y Mattos (1975), la fracción de vapor de agua en la atmósfera es muy pequeña al ser comparada con las cantidades de otros gases presentes, pero es excesivamente importante y es el gran responsable por las condiciones del tiempo reinantes. La precipitación se deriva de dicha humedad atmosférica. El contenido de humedad del aire es también un factor significativo en los procesos de evaporación. En meteorología las presiones analizadas son relativamente pequeñas, pudiendo por lo tanto ser considerado el gas seco como un gas ideal, igual consideración puede realizarse con respecto al vapor del agua, con excepción de pequeños intervalos de presión y temperatura cercanos al punto de condensación.

La humedad (H) es la cantidad de vapor de agua que existe en la atmósfera, y es una función de la evaporación, la temperatura y la altura sobre el nivel del mar. A menor temperatura menor humedad y a mayor temperatura mayor humedad; la humedad es mayor en zonas alledañas o sobre cuerpos de agua como lagos y embalses. Según Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006), el contenido de humedad en la atmósfera se caracteriza a través del parámetro humedad relativa, el cual se define como la relación de la densidad del vapor de agua en un volumen de aire dividido por la densidad de vapor de agua en condiciones de saturación; generalmente se expresa en porcentaje y si la atmósfera presenta un alto contenido de humedad, la humedad relativa se aproximará al valor de 100%.

Los principales índices de humedad utilizados son:

- Presión parcial del vapor.
- Humedad absoluta.
- Humedad específica.
- Razón de mezcla.
- Humedad relativa.
- Humedad a temperatura del punto de rocío.

1. Medición de la humedad por medio de la tensión de vapor

La tensión de vapor es la presión ejercida por un espacio que contiene una determinada cantidad de vapor de agua y del cual se le hubiera extraído el aire; se puede expresar en mm de Hg, pulgadas de Hg, en mm de agua, en milibares, en dinas/cm². Algunos factores de conversión son:

1 milibar	: 103 dinas/cm ²
1 mm de mercurio	: 1,36 milibares
1 mm de mercurio	: 13,6 mm de agua

La tensión de vapor, tenga o no agua puede ser:

- Tensión (presión) efectiva (e_a). Consiste en la presión ejercida por el vapor de agua realmente contenido en la atmósfera o en el aire (medida mediante dispositivos).
- Tensión (presión) de vapor saturado (e_d). Es la presión ejercida por el vapor de agua que satura a la atmósfera a una temperatura dada; $e_d - e_a$ es el déficit de humedad.

De acuerdo con Tucci (1993), los valores de la tensión de vapor saturante se pueden obtener en función de los valores de la temperatura del aire t_a a partir de gráficos, tablas o fórmulas, como la ecuación de Tetens:

$$e_s = 6,11 * e^{\left(\frac{a*t_a}{b+t_a}\right)} \quad [3.1]$$

Donde:

e_s : Tensión del vapor saturante (mb)

t_a : Temperatura del aire (°C)

a y b: Valores constantes, para el agua (a=17,27; b=237,3), y para el hielo (a=9,5; b=265,5)

Con base en lo anterior, para el agua se tiene que la tensión de vapor saturante es:

$$e_d = 6,11 * e^{\left(\frac{17,27 * t_a}{237,3 + t_a}\right)} \quad [3.2]$$

La humedad relativa del aire relaciona la tensión efectiva y la presión de vapor saturado por medio de la siguiente expresión citada por Linsley et al. (1977):

$$HR = \frac{e_d}{e_a} * 100 \quad [3.3]$$

Donde:

HR: Humedad relativa, en porcentaje.

Se despeja e_d a partir de la ecuación y se tiene:

$$e_d = \frac{HR * e_a}{100} \quad [3.4]$$

La humedad puede ser medida por medio de la tensión de vapor a partir de los siguientes métodos:

Por métodos directos.

Es un método de laboratorio a través de la piedra pómez; se hace pasar un volumen determinado de aire e inmediatamente se lo coloca en un medio de ácido sulfúrico (H_2SO_4) aprovechando las propiedades de absorber vapor de agua. La diferencia de peso entre la piedra impregnada menos el de la piedra seca dividida por el volumen determina la humedad en g/cm^3 .

Por método indirecto.

Se recurre a tablas, en él se utiliza un recipiente al cual se le introduce el termómetro, luego se le agregan cubos de hielo, se observa la temperatura cuando aparece el vapor; dicha temperatura es la temperatura de punto de rocío (t_d). Con este dato se recurre a tablas y se obtiene la humedad.

Mediante aparatos.

Para ello se usa el higrómetro de Sansure o higrómetro de cabello, que aprovecha la variación en longitud que experimenta un cabello como resultado de los cambios en la humedad relativa, dicha variación se transmite a una aguja, la cual registra en forma continua la humedad relativa del aire sobre una escala graduada colocada sobre un tambor rotatorio impulsado por un mecanismo de relojería.

En caso de no poseer datos de Humedad Relativa es necesario trabajar con los datos del psicrómetro, que consiste en un conjunto de dos termómetros denominados “seco” y “húmedo”, utilizados para medir la temperatura del aire y con ella calcular la humedad relativa, la tensión de vapor y el punto de rocío. Generalmente se adicionan dos termómetros de extremas para medir temperaturas máximas y mínimas diarias. Tal como se mostró en la Figura 3.2.

El termómetro seco es un termómetro sensible de mercurio que indica la temperatura real del aire en el momento de la observación. El termómetro húmedo, es un termómetro similar al seco, pero cuyo depósito de mercurio se envuelve en una muselina que se mantiene permanentemente humedecida ya que su extremidad está sumergida en un recipiente con agua pura. Los termómetros se ventilan por rotación (o ventilador) durante un periodo de tiempo entre 15 a 20”, como resultado de dicha ventilación la temperatura bajará, a partir de las lecturas en los termómetros se tiene que:

Según Tucci (1993), la temperatura a la cual una masa de aire de temperatura T y presión p debería ser isobáricamente enfriada para alcanzar la condición de saturación de su vapor de agua se llama temperatura de punto de rocío “ t_d ”. (No se debe confundir el punto de rocío con el rocío, pues la primera es una temperatura, asociada a la condición de saturación del aire, mientras que la segunda es un tipo de precipitación). A partir de los datos de las temperaturas del termómetro de bulbo húmedo “ t_w ” y del termómetro de bulbo seco “ t_a ” se puede determinar la temperatura de punto de rocío “ t_d ” de la siguiente manera:

Mediante el uso de la tabla psicrométrica (Tabla 3.2) se ingresa con los datos de t_a y t_w para una determinación preliminar de la temperatura de punto de rocío, bien sea mediante una lectura directa o a través de una interpolación lineal de los valores. Cuando la presión atmosférica del lugar sea menor a 100 mb (es decir, para altitudes mayores a 323 m.s.n.m. ya que 100 mb corresponde a la presión para altitudes entre 0 y 323 m.s.n.m.), se debe hacer una corrección en la temperatura de punto de rocío mediante el uso de la Tabla 3.2.

Tabla 3.2

Determinación de la temperatura de rocío a partir de los datos del psicrómetro; 1000mb: 0 a 323 m de altitud

t_w (°C)	t_a (°C)														
	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34
34															34
32														32	31,1
30													30	29,4	28,9
28												28	26,7	26,1	25,6
26											26	25,5	24,4	23,3	22,8
24										24	22,8	22,2	21,1	19,4	18,9
22									22	21,1	20,0	19,4	17,8	16,7	15,0
20								20	18,9	17,8	16,1	15,0	13,3	11,1	10,0
18					6		18	16,1	15,0	13,3	12,8	11,1	9,4	6,7	4,5
16						16	15,0	13,3	11,1	9,4	7,2	5,0	2,2	-1,7	-6,1
14					14	12,2	10,6	8,3	5,6	3,3	0,0	-3,3	-10,0		
12				12	10,6	8,3	6,7	3,9	0,0	-3,3	-8,9	-16,1			
10			10	7,8	5,6	2,8	0,0	-5,0	-11,7						
8		8	5,0	1,7	-1,1	-6,1	-11								
6	6	3,9	0,6	-3,9	-8,3										

t_a = Temperatura del aire

t_w = Temperatura de termómetro húmedo

Fuente: Adaptado de (Silva, 1998, p. 21)

Para determinar la corrección a la temperatura de punto de rocío se ingresa a la Tabla 3.3 con los datos de la temperatura de punto de rocío “ t_d ” inicialmente calculada y la depresión del termómetro húmedo ($t_a - t_w$) y se interpola linealmente. Dicha corrección se añade a la temperatura de rocío obtenida en la Tabla 3.2.

Tabla 3.3
Corrección a la temperatura de rocío por cada 100 mb de diferencia

$t_a - t_w$ (°C)	Temperatura de punto de rocío " t_d " (°C)						
	27	21	16	10	4	-1	-6
6	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	1,1	1,6
11	0,4	0,6	0,8	1,1	1,6	2,2	3,2
17	0,7	0,9	1,2	1,7	2,3	3,3	4,8
22	0,9	1,2	1,6	2,2	3,1	4,4	6,4

Fuente: Adaptado de (Silva, 1998, p. 21)

Se interpola linealmente la corrección utilizando los datos de $t_a - t_w$ y t_d , el valor obtenido corresponde a una corrección por cada 100 mb de diferencia entre el lugar en estudio y el nivel del mar (0 a 323 m.s.n.m). Así se obtiene el valor de la temperatura de punto de rocío corregida " t_d' ".

$$t' = t_d + \text{corrección} \quad [3.5]$$

Con esta temperatura de punto de rocío corregida se calcula el valor de e_d .

$$e_d = 6.11 * e^{\left(\frac{17.27 * t_d'}{237.3 + t_d'}\right)} \quad [3.6]$$

Una imagen que representa la relación típica entre la temperatura relativa del aire y la presión de vapor, en función del porcentaje de saturación (e_s) se ilustra a continuación en la Figura 3.5.

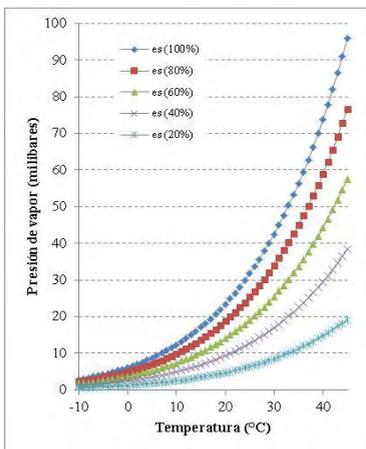


Figura 3.5
Relación típica entre la temperatura relativa del aire y la presión de vapor en función del porcentaje de saturación. Fuente: Adaptada de (Tucci, 1993, p.57).

Cuando debido al enfriamiento, en temperaturas positivas, se alcance el punto de saturación, el exceso de vapor pasa a condensarse bajo la forma de minúsculas gotas líquidas que van a constituir, en la atmósfera, las nubes y la neblina. Dicho fenómeno libera calor latente de condensación, cuyo valor es de aproximadamente 600 calorías (2511,3 Joules) por gramo de agua condensada (Tucci, 1993).

En el capítulo de evapotranspiración se presenta la ecuación para la pendiente de la curva de tensión del vapor saturada en función de la temperatura.

Ejemplo 3.1

El 10 de enero de 2015 se tomaron los siguientes datos en el Aeropuerto Olaya Herrera de Medellín:

- Presión atmosférica** : 849 mb,
- Temperatura diaria** : $t_a = 22,8\text{ }^{\circ}\text{C}$
- Temperatura húmeda** : Obtenida del Psicrómetro $t_w=17,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Calcular la humedad relativa HR.

Solución:

- De la Tabla 3.3, se halla la temperatura de punto de rocío t_d , dada como $t_d = 13,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, entrando con t_a y t_w .
- Se encuentra la corrección para 151 mb de diferencia entre 1000 mb y 849 mb. $t_a - t_w = 17,6\text{ }^{\circ}\text{C} - 22,8\text{ }^{\circ}\text{C} = 5,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Al interpolar de la Tabla 3.4, se tiene la corrección de $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ para 100 mb. Se interpreta como; si para 100 mb es $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, cuántos grados centígrados serán para 151 mb. Por regla de tres se tiene: la corrección $\Delta^{\circ}\text{C} = 151\text{mb}/100\text{mb} * 0,4\text{ }^{\circ}\text{C} = 0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.
- Se corrige la temperatura de punto de rocío $t'd = 13,5\text{ }^{\circ}\text{C} + 0,6\text{ }^{\circ}\text{C} = 14,1\text{ }^{\circ}\text{C}$.
- Con t_a se halla e_a y con $t'd$ se halla e_d , usando la Ec. [3.6]

$$e_d = 6,11 * e^{\left(\frac{17,27 * 14,1\text{ }^{\circ}\text{C}}{237,3 + 14,1\text{ }^{\circ}\text{C}}\right)} = 16,10\text{mb [1]}$$

$$e_a = 6,11 * e^{\left(\frac{17,27 * 22,8\text{ }^{\circ}\text{C}}{237,3 + 22,8\text{ }^{\circ}\text{C}}\right)} = 27,80\text{mb [2]}$$

Se calcula la humedad relativa como:

$$HR = e_d/e_a * 100 = 16,1\text{mb}/27,8\text{mb} * 100 = 58,0\%$$

2. La humedad relativa en Colombia

Con base en los datos oficiales del IDEAM registrados entre los años 1981 y 2010, la distribución de la humedad relativa media anual multianual se representa de manera gráfica a continuación en la Figura 3.6.

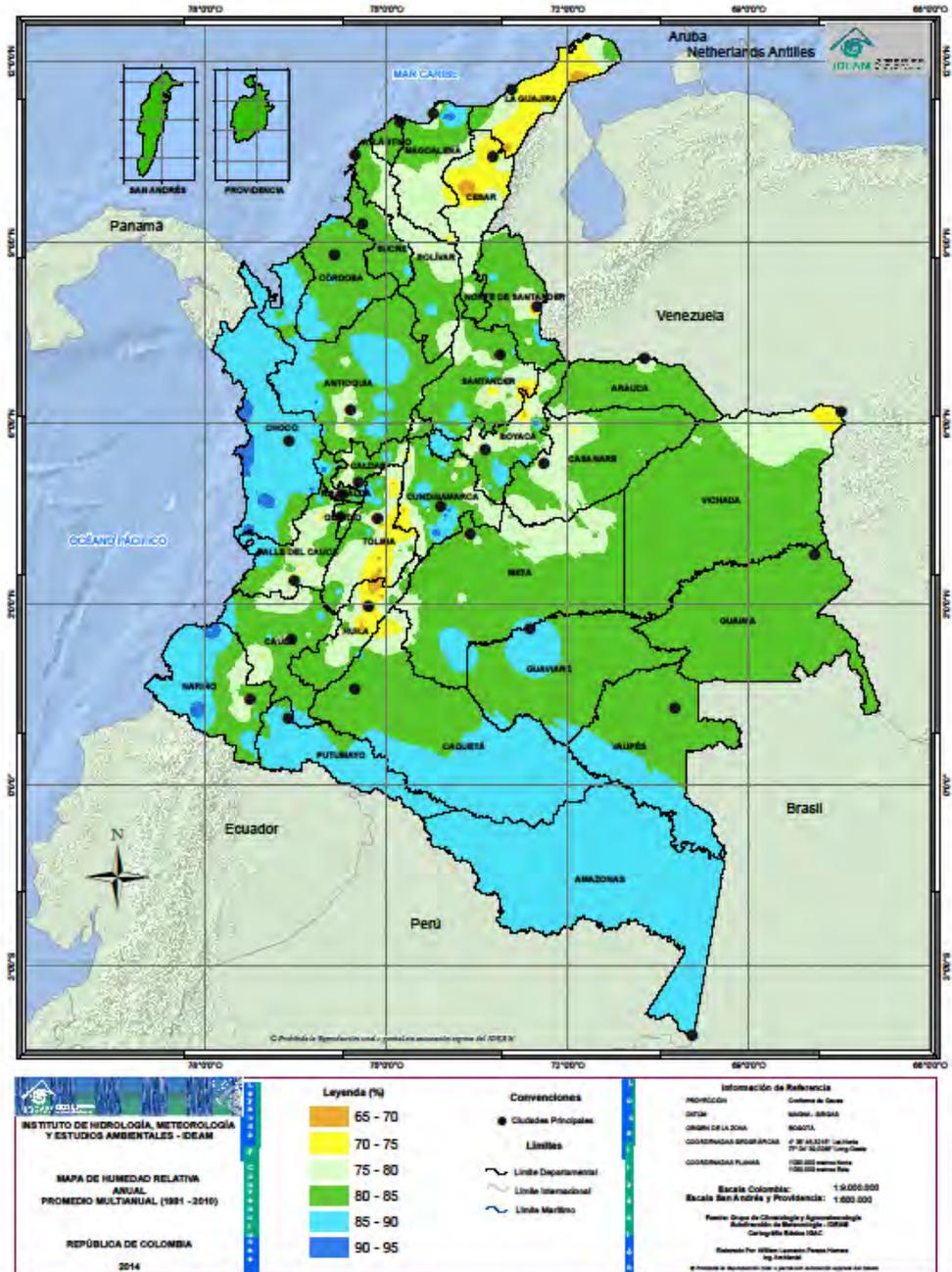


Figura 3.6
 Distribución de la humedad relativa media anual (%), promedio multianual 1981 - 2010.

Fuente: IDEAM (2014), disponible en:
http://atlas.ideam.gov.co/basefiles/HR_Anual.pdf

Como se puede apreciar en la Figura 3.6, en la mayor parte del territorio nacional se presentan humedades relativas medias que superan el 75%, con las mayores excepciones localizadas en los departamentos de Huila, Tolima, Cesar y la Guajira, con humedades relativas que pueden llegar hasta el 65%.

3.3.3 Presión atmosférica

Es la fuerza que ejerce la atmósfera sobre una superficie, su principal característica es la de decrecer con la altura.

1. Medición para calcular la presión atmosférica

Para determinar la presión atmosférica de un lugar en función de su diferencia de altitud con respecto a un punto de referencia se tiene la siguiente expresión:

$$P_2 = P_1 - (D * H) \quad [3.7]$$

Donde:

P_1 : Presión en el punto de referencia

D : Densidad del aire para el punto en cuestión

H : Diferencia de altura entre los dos lugares

P_2 : Presión atmosférica del lugar de interés.

La fórmula es aplicable con mayor eficiencia para pequeñas diferencias de alturas.

Ejemplo 3.2

Averiguar la presión atmosférica para condiciones de la ciudad de San Juan de Pasto a 10°C.

Se toma como punto de referencia las condiciones de nivel del mar

$$P_1 = 1,033 \frac{\text{kg}}{\text{cm}^2} = 10330 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2} \quad [1]$$

De acuerdo con Mott y Untener (2015), para una temperatura del orden de 10°C y condiciones estándar de presión, se tiene que la densidad de aire es $D = 1,247 \text{ kg/m}^3$.

Para la altitud de San Juan de Pasto: $H_{\text{Pasto}} = 2400 \text{ msnm}$

$$P_2 = 10330 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2} - \left(1,247 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} * 2400\text{m}\right) \quad [2]$$

$$P_2 = 10330 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2} - 2992,8 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2} = 7337,2 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2} \approx 0,734 \frac{\text{kg}}{\text{cm}^2} \quad [3]$$

En mm de mercurio será:

$$P_2 = 0,734 \frac{\text{kg} * \text{cm}^2 * 760 \text{ mmHg}}{\text{cm}^2 * 1,033 \text{ kg}} = 540 \text{ mm de Hg} \quad [4]$$

Según (Silva, 1998) la presión atmosférica, P, depende de los valores instantáneos de temperatura, humedad, densidad y nivel de la masa de aire. Las influencias locales hacen que los valores medidos con barómetros difieren un poco de los valores medios dados en tablas, aunque no de forma apreciable.

Otra manera práctica de calcular la presión atmosférica es partir del hecho que se pierde presión de 100 mb = 1,02 m = 75 mmHg, por cada 1000 metros de altura, hasta los 4000 metros, esto supone una pendiente constante de la curva P vs H. De este modo se tiene que en 2500 m se pierde: 75 mmHg (2500 msnm) /1000 = 187,5 mmHg; $P_2 = (760-187,5) \text{ mmHg} = 572,5 \text{ mmHg}$.

En el estado del arte se presenta la siguiente ecuación.

$$P_f = 1013,25(1-0,000225577 * H)^{5,2559} \quad [5]$$

Para H en metros y P_f en milibares; por ejemplo, para una altitud H = 2400 m se obtiene $P_f = 756,26 \text{ mb}$. La anterior ecuación proporciona la relación que existe entre la presión atmosférica y la altitud según la Atmósfera Estándar Internacional (ISA por sus siglas en inglés - International Standard Atmosphere-). Dichos valores sirven como marco de referencia para otros cálculos; sin embargo, los valores reales para la presión barométrica varían no solamente en función de la altitud, también varían con base en la localización geográfica y las condiciones meteorológicas del lugar en el momento del análisis. La presión atmosférica a nivel de mar se suele considerar del orden de 1013,25 mbar, a medida que se incrementa la altitud, la presión atmosférica disminuye.

3.3.4 Viento

El viento es el aire en movimiento motivado por la diferencia de presión barométrica entre dos lugares; adicionalmente, de acuerdo con Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006), el viento se genera cuando existen diferencias de temperatura en puntos geográficos cercanos o por cambios en la presión atmosférica. Así, se presentan variaciones fuertes en intervalos de tiempo

cortos en un lugar particular. Las montañas se enfrían más rápidamente que las partes bajas que las rodean, de modo que en la noche los vientos mostrarán una dirección descendente; en la mañana, la situación cambiará, de modo que al recibir primero los rayos solares las partes altas, se provocarán vientos con dirección ascendente. En zonas cercanas a los mares ocurre que, durante el día, el viento se mueve del continente al cuerpo de agua, y conforme avanza la noche, la dirección se invierte.

3.3.4.1. Fuerzas que actúan sobre el viento

Las principales fuerzas que actúan sobre el viento son según (Silva, 1998):

- Fuerza de presión (Fp). Es la fuerza que se presenta cuando el aire se mueve por la diferencia de presiones entre dos lugares.
- Fuerza de Coriolis. Es originada por la rotación de la tierra, la cual actúa hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Generalmente son fuerzas que actúan perpendicularmente a grandes masas de aire haciendo que él gire.
- Fuerza de fricción. Se presenta por las diferentes irregularidades del terreno haciendo que el viento tome una determinada dirección.

Los ciclones corresponden al área más o menos circular de baja presión atmosférica en la cual los vientos soplan en el sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte, la característica principal es que el centro de un ciclón es de presiones bajas. Los anticiclones representan un área de presión relativamente alta en la cual el viento tiende a soplar como un espiral en expansión en el sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio norte, se caracterizan porque su centro es de altas presiones.

Medición de la dirección del viento



Figura 3.7
Veleta Wild clásica.

Para determinar esta dirección se utiliza la veleta en un sitio definido, pues ésta varía con el tiempo, días, meses, años. La veleta más conocida es la veleta de Wild, como se muestra en la Figura 3.7; para el caso particular de la veleta de viento Wild, consiste en una placa delgada con dimensiones de 30cm x 15 cm suspendida libremente en un eje horizontal y adosado a un mástil, usualmente a una altura de 10 m orientada en dirección del viento. La placa pivotea alrededor de su eje vertical y en base a su desviación de la vertical se puede determinar la velocidad del viento expresada en la escala de grados de Beaufort.

El análisis estadístico de los datos que registra la veleta se representa gráficamente en la llamada Rosa de los Vientos mostrada en la Figura 3.8, en la que se representan básicamente ocho tipos de rumbos: N - S - E - O - NE - SE - NO y SO. Se definen los vientos de acuerdo con el sitio desde donde soplan; así, los vientos del Este son vientos que soplan en dirección Este-Oeste. Los vientos en un lugar son aquellos que soplan durante más tiempo en una dirección predominante (Silva, 1998).

Medición de la velocidad del viento

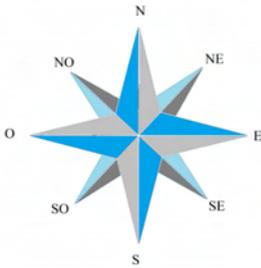


Figura 3.8
Rosa de los vientos.

Según (Silva, 1998), la velocidad del viento es medida comúnmente por medio de anemómetros (Figura 3.9), anemómetros-dinamómetros o anemógrafos. Los anemómetros de copas miden la velocidad de rotación, la cual se transforma con la ecuación de calibración en velocidad tangencial. Los anemómetros dinamómetros miden la fuerza del viento sobre una placa ortogonal a su trayectoria, y esta se calibra según la velocidad del viento. La velocidad se mide en m/s, km/h o nudos (1 nudo = 1,852 km/h) por medio del anemómetro, sobre el cual se puede realizar mediciones puntuales, o mediante el anemógrafo (anemómetro registrador), el cual registra las velocidades a lo largo del tiempo y las direcciones en la dirección del viento, funciona en rangos de velocidad de 0,0 m/s a 60 m/s; el registro mecánico y continuo sobre papel de cera ofrece buenos resultados y gran seguridad para este tipo de información (Figura 3-2.15b) (Jiménez, 1986). La velocidad del viento es necesaria para calcular la evaporación de agua en un lugar.

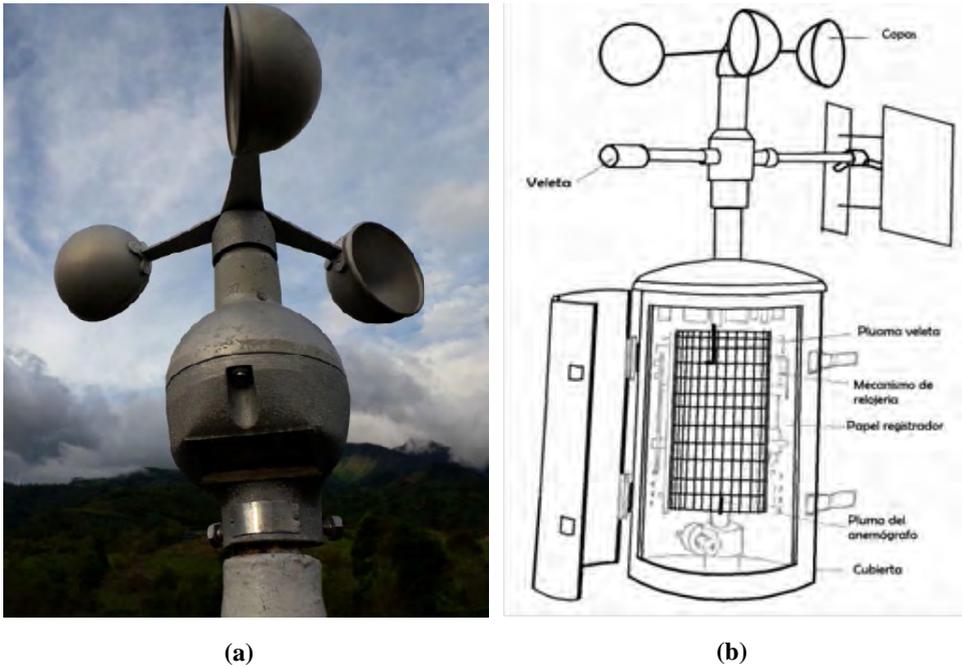


Figura 3.9

Aparatos para medir la velocidad del viento. (a) anemógrafo instalado en una estación agroclimatológica en el departamento de Nariño. (b) esquema de un anemómetro registrador.

La velocidad del viento en Colombia

De acuerdo con IDEAM (2014), la velocidad del viento es la relación entre la distancia recorrida por el aire y el tiempo que tarda en recorrerla. La “velocidad media”, se relaciona con el caso en que el intervalo de tiempo analizado es finito. Desde el punto de vista físico, representa la magnitud que determina la fuerza del vector, el cual generalmente es dibujado en el sentido y la dirección del viento, con una longitud proporcional a la velocidad del mismo. Con base en los datos oficiales del IDEAM, las velocidades medias anuales multianuales del viento en Colombia se representan de manera gráfica a continuación en la Figura 3.10.

Hidrología Básica

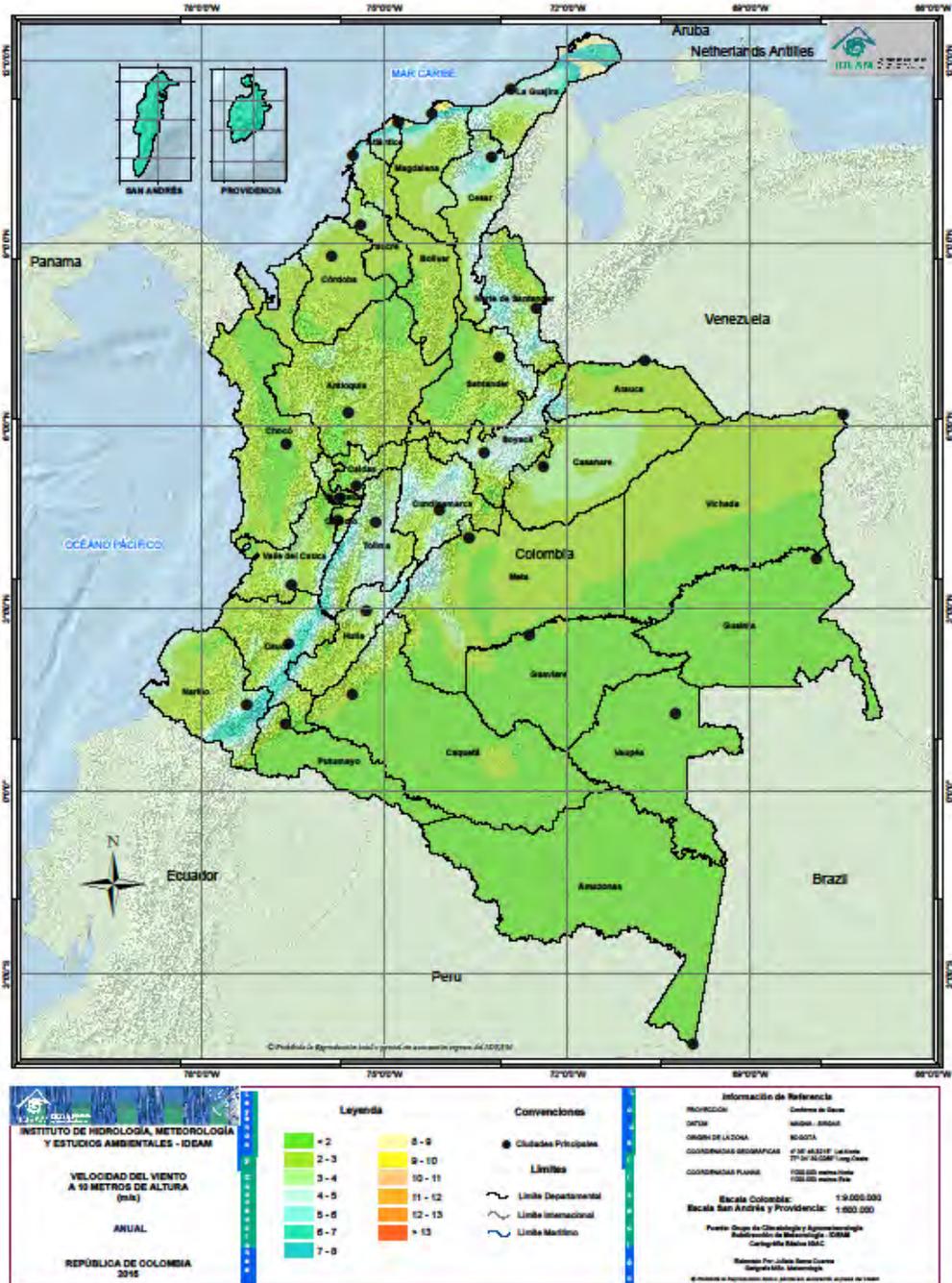


Figura 3.10
Distribución de la velocidad del viento a 10 m de altura (m/s).

Fuente: IDEAM (2015), disponible en:
http://atlas.ideam.gov.co/basefiles/Velocidad_Col_13.pdf

Hidrología Básica

Como se puede observar en la Figura 3.10, en la mayor parte del territorio nacional se presentan velocidades medias menores a 3 m/s para una altura de 10 m por encima del suelo, con excepciones principalmente localizadas en regiones de las cordilleras, Norte de Santander, Cesar, el litoral Atlántico y San Andrés y Providencia, con velocidades de hasta 8 m/s.

4 RADIACIÓN SOLAR

4.1 GENERALIDADES

La radiación se puede expresar en la forma de partículas (donde se pueden incluir las partículas alfa, las partículas beta y los neutrones), también se puede manifestar en la forma de ondas electromagnéticas (tales como los rayos gamma y los rayos x), todas las formas con diferentes niveles de energía. Cada partícula u onda tiene la capacidad de atravesar ciertos materiales; por ejemplo, a las partículas alfa las detiene una hoja de papel, mientras que una partícula neutrónica puede atravesar inclusive una pared de concreto, tal como se ilustra en la Figura 4.1.

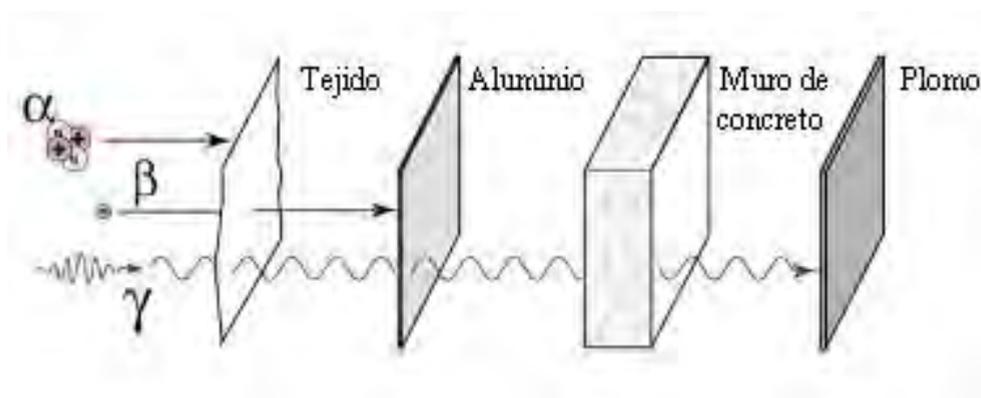


Figura 4.1

Descomposición de la radiación en ondas y partículas.

Fuente: Adaptado de (<http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/Nuclear/radact.html>)

La mayor parte de la energía utilizada en los diferentes procesos que se llevan a cabo en el planeta Tierra proviene del sol en la forma de radiación, por ello dicho cuerpo celeste se constituye como la principal fuente primaria de luz y calor. El sol es la estrella más cercana al planeta Tierra y se encuentra a una distancia del orden de 150 millones de kilómetros.

De acuerdo con Shaw (1994), la principal fuente de energía en la superficie de la Tierra es la energía radiante del Sol, denominada radiación solar o insolación. Es la radiación solar que incide en la Tierra la que alimenta el motor térmico que dinamiza el ciclo hidrológico.

Según Nogueira y Acosta (1988), el aire puro seco absorbe muy poco las radiaciones de pequeña y mediana amplitud de onda, u onda corta, y por eso, a pesar de que la radiación solar es la fuente primaria de energía del ciclo hidrológico, la atmósfera es calentada principalmente en las capas

inferiores gracias a la “emisión secundaria” de la superficie terrestre, que transforma la energía solar incidente en radiación calorífica de mayor amplitud de onda u onda larga (más fácilmente absorbida por el vapor de agua, por el anhídrido carbónico y por el polvo existente en los primeros kilómetros de la capa de aire que recubre el globo terráqueo). Como excepción a esa condición, se tiene que el ozono concentrado a unos 30 km de altitud absorbe la mayor parte de los rayos ultravioleta, dando origen a la llamada capa caliente, que desarrolla un papel importante en las fluctuaciones meteorológicas.

Procesos tan importantes para la humanidad tales como la evaporación, la transpiración, el transporte de humedad y la precipitación ocurren en la tropósfera, donde la energía necesaria es proporcionada por la radiación solar, por tal motivo a continuación se abordarán aspectos asociados a la radiación solar, así como a su distribución y efectos sobre la Tierra.

4.2 FACTORES QUE INCIDEN EN LA ENERGÍA RADIANTE RECIBIDA

La cantidad de energía radiante recibida en cualquier punto en la superficie de la Tierra (suponiendo que no hay atmósfera) se rige por los siguientes factores (Shaw, 1994):

La emanación de radiación solar

El Sol, un globo de materia incandescente, tiene una capa exterior gaseosa de unos 320 km de espesor y transmite luz y otras radiaciones hacia la Tierra desde una distancia de 145 millones de km. Solo una pequeña fracción de energía emitida por el sol es interceptada por la Tierra. La mitad de la energía total emitida por el sol está en el rango de luz visible, con longitudes de onda de 0,4 a 0,7 μm , el resto llega como ondas ultravioletas o infrarrojas, con longitudes de onda entre los 0,25 y 3,0 μm . La máxima tasa de emisión del sol (del orden de 10.500 kW/m²) ocurre en el rango de luz visible a una longitud de onda de 0,5 μm . Aunque hay cambios en la radiación solar emanada asociados con la aparición de manchas solares y erupciones solares, estas no se tienen en cuenta al evaluar la cantidad de energía recibida por la Tierra. La radiación solar total recibida por unidad de tiempo en un área unitaria de una superficie colocada en ángulo recto con los rayos del Sol a la distancia media de la Tierra al sol se conoce como la constante solar. Según Sousa-Pinto et al. (1976), Johnson determinó que el valor de la constante solar es de $2 \pm 0,04 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ (1,39 kW/m²); la potencia media anual de radiación solar incidente sobre la superficie de la Tierra es de 0,1 a 0,2 kW/m², valor suficiente para evaporar una lámina de agua de 1,30 a 2,60 m de altura.

Distancia del sol.

La distancia de cualquier punto en la superficie de la Tierra al sol cambia continuamente debido a la órbita excntrica del planeta. La Tierra está más cerca del sol en enero, en perihelio, y más alejado del sol en julio en afelio, como se ilustra en la Figura 4.2. La constante solar varía en consecuencia con dicha situación.



Figura 4.2
Significado gráfico del perihelio y el afelio.

Altitud del sol.

La altitud del Sol sobre el horizonte tiene una influencia marcada en la tasa de radiación solar recibida en cualquier punto de la Tierra. Los factores que determinan la altitud del sol son la latitud, la estación y la hora del día.

Duración del día.

La cantidad total de radiación que cae sobre un punto de la superficie terrestre se rige por la duración del día, que depende de la latitud y la estación.

4.3 EFECTOS ATMOSFÉRICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR

La atmósfera ejerce un marcado efecto en el balance energético en la superficie terrestre. En un aspecto, actúa como un escudo que protege la Tierra debido a influencias externas extremas, pero también previene la pérdida directa inmediata de calor. Por lo tanto, funciona como un filtro de energía en ambas direcciones. Los intercambios de calor entre la radiación solar entrante y la superficie de la Tierra son diversos y complejos. Hay una

pérdida de energía de la radiación solar a medida que pasa a través de la atmósfera conocida como atenuación. La atenuación se produce de tres maneras principales:

Dispersión.

Alrededor del 9% de la radiación entrante se dispersa de regreso al espacio a través de colisiones con moléculas de aire o vapor de agua. Otro 16% también está disperso, pero llega a la Tierra como radiación difusa, especialmente en las longitudes de onda más cortas, dando al cielo una apariencia azul.

Absorción.

El 15% de la radiación solar es absorbida por los gases de la atmósfera, particularmente por el ozono, vapor de agua y dióxido de carbono. Estos gases absorben solamente longitudes de onda de menos de $0,3 \mu\text{m}$, y muy poca de esta radiación penetra debajo una altitud de 40 km.

Reflexión.

En promedio, el 33% de la radiación solar se refleja desde las nubes y la tierra de vuelta al espacio. La cantidad depende del albedo (r) de las superficies reflectantes. Las nubes blancas y la nieve blanca fresca reflejan aproximadamente el 90% de la radiación ($r = 0,9$), pero un océano oscuro tropical bajo un sol alto absorbe casi toda la radiación ($r \rightarrow 0$). Entre estos dos extremos hay un rango de condiciones de superficie dependiendo de la rugosidad, el tipo de suelo y el contenido de agua del suelo. El albedo de la superficie del agua de un reservorio generalmente se supone que es 0,05, y de una superficie de hierba corta de 0,25.

4.4 RADIACIÓN SOLAR

La radiación solar (energía radiante), es uno de los motores imprescindibles dentro del ciclo hidrológico, utilizada como energía por los procesos de evaporación, transpiración transporte de humedad y precipitación (Silva, 1998).

Según Souza et al (1976), el calor radiante suministrado por el Sol constituye la energía motriz para el propio ciclo hidrológico. El flujo de energía que atraviesa la unidad de superficie, perpendicular a los rayos solares y situado en el límite superior de la atmósfera, es la llamada constante solar. Johnson calculó para ella el valor de $2 \pm 0,04$ calorías por

minuto y por centímetro cuadrado ($1,39 \text{ kW/m}_2$). La potencia media anual de la radiación solar incidente sobre la superficie de la Tierra es de $0,1$ a $0,2 \text{ kW/m}_2$, valor suficiente para evaporar una lámina de agua de $1,30$ a $2,60 \text{ m}$ de altura.

El disponer de datos relativos a la radiación solar es importante para diversas aplicaciones agrícolas y de ingeniería, destacándose el monitoreo del crecimiento de plantas, el análisis de la evaporación y transpiración, la generación de electricidad, los modelos de predicción del tiempo y el clima, entre otros.

4.5 ESPECTRO SOLAR

La energía que el sol emite se transmite por medio de ondas electromagnéticas que alcanzan la capa superior de la tropósfera después de recorrer una distancia media de 150 millones de km .

Las ondas electromagnéticas emitidas por el sol tienen longitudes de onda que comprenden el espectro completo, como se aprecia en la Figura 4.3, pero la mayor parte de las ondas pertenecen a la banda de onda corta, con longitudes menores de 4 micras (μ), que corresponde a la milésima parte de un milímetro. La radiación electromagnética se puede ordenar en un espectro en diferentes longitudes de onda, que se extiende desde frecuencias muy altas con longitudes de onda corta del orden de billonésimas de metro, como los rayos gama, hasta frecuencias muy bajas con longitudes de onda larga de muchos kilómetros, tales como las ondas de radio. El espectro electromagnético no posee límites superior ni inferior definidos, y la energía de una fracción diminuta de radiación, denominada fotón, es inversamente proporcional a su longitud de onda; por lo tanto, cuanto menor sea la longitud de onda, mayor será el contenido energético.

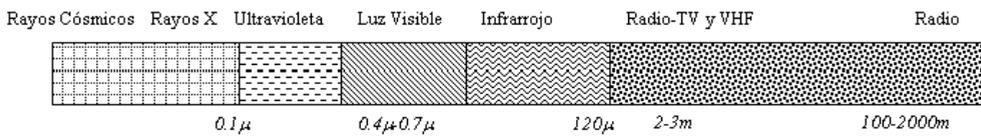


Figura 4.3
Espectro de radiación solar. Fuente: (Silva, 1998, p. 29).

El Sol emite energía en forma de radiación de onda corta, principalmente en la banda del ultravioleta, visible y cercano al infrarrojo, con longitudes de onda entre $0,2$ y $3,0$ micrómetros (200 a 3.000 nanómetros).

Hidrología Básica

La región visible, con longitudes de onda entre $400 \text{ nm} < \lambda < 700 \text{ nm}$, corresponde a la radiación que es susceptible de ser percibida por el ojo humano, e incluye los colores: violeta (420 nm; es decir, 0,42 mm), azul (480 nm), verde (520 nm), amarillo (570 nm), naranja (600 nm) y rojo (700 nm). La luz de color violeta posee más energía que la luz de color rojo, puesto que tiene una longitud de onda más pequeña. La radiación con longitudes de onda más corta que la correspondiente a la luz de color violeta recibe el nombre de radiación ultravioleta.

La región del ultravioleta posee longitudes de onda que oscilan entre los 100 y los 400 nm; es decir, entre 0,1mm y 0,4 mm.

La región del infrarrojo presenta longitudes de onda que varían entre los 700 y los 3000 nanómetros; es decir, entre 0,7 mm y 3 mm.

A cada región le corresponde una fracción de la energía total incidente en la parte superior de la atmósfera, la cual se distribuye así: 7% corresponde al ultravioleta; 47,3% corresponde a la región visible y 45,7% corresponde al infrarrojo. Las ondas en el intervalo de $0,25 \mu\text{m}$ a $4,0 \mu\text{m}$ se denominan espectro de onda corta, para muchos propósitos como en aplicaciones de celdas solares o en el desarrollo de los procesos fotosintéticos.

El espectro solar cumple con las leyes de Stefan y Wein, las cuales se comentan a continuación.

Ley de Stefan Boltzmann. Establece que la energía que emite un cuerpo (R) es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta (T), representada por la Ecuación 4.1.

$$R = \sigma * T^4 \quad [4.1]$$

Donde:

T : Temperatura absoluta en la superficie del cuerpo emisor en $^{\circ}\text{K} = 273,15 + ^{\circ}\text{C}$

σ : Constante de Boltzmann, que es igual a $0,826 \times 10^{-10} \text{ Ly}/\text{min} * \text{K}^4$

R : Energía radiante de un cuerpo en Ly/min . El Langley (Ly) es igual una caloría sobre centímetro cuadrado ($1\text{cal}/\text{cm}^2$).

Algunos factores de conversión se indican en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1
Factores de conversión en radiación solar

Unidad	Equivalencia
1 vatio (W)	1 Joule/segundo (J/s)
1 W*h	3.600 J
1 KW*h	3,6 MJ
1 W*h	3,412 BTU
1 Caloría	0,001163 W*h
1 Caloría	4,187 Joule
1 cal/cm ²	11,63 W*h/m ²
1 MJ/m ²	0,27778 kW*h/m ²
1 MJ/m ²	277,78 W*h/m ²
1 MJ/m ²	23,88 Ly
1BTU (British thermal unit)	252 calorías
1BTU: Unidad térmica británica	1,05506 kJ
1 Ly/min	60,29 MJ/m ² por día

Ley de Wein. Establece que existe una relación inversa entre la longitud de onda predominante y la temperatura del cuerpo emisor.

Ejemplo 4.1

Calcular la radiación de onda corta del sol, usando la ley de Boltzmann, a una temperatura de 6000 K.

Sustituyendo valores en la Ecuación [4.1], se tiene que:

$$R = 0,826 \cdot 10^{-10} \frac{\text{Ly}}{\text{min} \cdot \text{K}^4} * (6000\text{K})^4 = 107050 \frac{\text{Ly}}{\text{min}} \quad [4.2]$$

De esta radiación, debido a su recorrido a través del espacio y de las capas superiores de la atmósfera, parte de la energía solar es absorbida o reflejada, de tal manera que al límite superior de la tropósfera (tropopausa) solo llegan $R_a = 2 \text{ Ly/min}$ en onda corta y se conoce como “constante solar R_a ”. Parte de R_a es absorbida o reflejada en el paso por la tropósfera, llegando así una radiación menor a la superficie terrestre conocida como R_c .

4.6 DISTRIBUCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR EN LA TIERRA

Ya que la Tierra posee la forma de un elipsoide y debido a los movimientos de rotación, traslación, precesión (corresponde al cambio de dirección en el espacio que experimenta el eje de la Tierra) y nutación (representa la oscilación periódica del polo de la Tierra alrededor de su posición media en la esfera celeste), un punto en la Tierra no recibe la misma radiación durante las 24 horas, la cual depende de la latitud del lugar y la fecha, expresada como el mes del año, y varía entre 0 y 2 Ly/min. La Tabla 4.2 presenta valores de radiación solar en el límite superior de la atmósfera terrestre para días específicos del año, en función de la latitud geográfica.

Tabla 4.2
Radiación solar total (R_a) en el límite de la atmósfera en Ly/día.

Fecha	Latitud en grados										
	Norte						Sur				
	90	60	30	20	10	0	10	20	30	60	90
Mar. 21		460	798	866	908	922	908	866	798	460	
Abr. 13	436	654	891	921	924	899	849	773	674	277	
May. 6	795	833	957	951	920	862	783	680	559	144	
May. 29	1029	962	996	963	907	828	728	611	479	70	
Jun. 22	1109	1008	1004	963	899	814	708	584	449	48	
Jul. 15	1024	957	989	958	903	824	725	608	477	70	
Ago. 8	788	825	949	943	913	855	776	674	554	143	
Ago. 31	431	648	882	911	914	889	838	763	665	274	
Sep. 23		455	788	856	897	912	897	856	788	455	
Oct. 16		281	683	783	860	913	937	934	903	663	442
Nov. 8		295	706	813	898	954	987	993	972	801	
Nov. 30		210	646	770	877	956	1017	1051	1958	1023	
Dic. 22		181	623	755	868	961	1029	1072	1091	1113	
Ene. 13		211	649	775	881	964	1023	1056	1063	1028	
Feb. 4		298	712	819	904	964	997	1002	982	809	
Feb. 28		432	792	870	923	949	946	915	853	555	

Fuente: Adaptado de (Silva, 1998, p. 30).

Hidrología Básica

Por su parte, la Tabla 4.3 reporta los valores promedio de radiación solar en el límite superior de la atmósfera terrestre para cada mes del año, como una función de la latitud geográfica.

Tabla 4.3

Flujo de radiación de onda corta (R_a) en la parte superior de la atmósfera terrestre en (cal/cm^2) /día, como una función del mes, año y la latitud geográfica.

Fecha →		Mes del año											
Grados ↓		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Latitud Sur	90	1055	660	135	0	0	0	0	0	15	440	920	
	80	1035	645	225	15	0	0	0	0	100	450	905	1140
	70	1000	695	375	130	10	0	0	55	250	550	885	1090
	60	1000	785	510	280	110	55	75	190	390	660	920	1060
	50	1035	865	640	415	250	180	205	325	525	760	975	1075
	40	1055	925	740	545	390	315	345	465	650	840	995	1080
	30	1050	965	830	665	525	460	480	595	750	900	1020	1065
	20	1020	975	885	765	650	590	615	705	820	930	1000	1025
10	965	960	915	840	755	710	730	795	875	935	955	960	
Ec.	0	885	915	925	900	850	820	830	870	905	910	890	875
Latitud Norte	10	780	840	900	925	915	900	905	915	905	665	800	760
	20	660	750	850	920	960	965	960	935	875	785	685	630
	30	520	630	775	895	975	1000	990	925	820	685	560	490
	40	380	505	675	845	965	1020	985	895	740	565	415	335
	50	225	360	555	750	930	1010	970	830	640	435	265	190
	60	90	215	425	670	890	1000	945	770	510	285	120	60
	70	0	70	275	565	855	1025	945	685	385	145	15	0
	80	0	0	125	480	890	1075	995	660	255	25	0	0
	90	0	0	40	470	900	1085	1010	670	170	0	0	0

Fuente: Adaptado de (Monsalve, 1999, p. 155).

4.7 VARIABLES PARA EL CÁLCULO DE LA RADIACIÓN SOLAR

Radiación solar que llega al límite superior de la tropósfera o tropopausa (R_a), cuyos valores se pueden obtener a partir de la Tabla 4.4 y de la Tabla 4.5

Radiación solar que después de atravesar la tropósfera llega a la superficie de la tierra (R_c). En promedio, durante un año, para la totalidad del globo terrestre, la relación entre R_c y R_a , es del orden de:

$$R_c = 0,48 * R_a \quad [4.3]$$

Albedo corresponde a la proporción de energía que refleja una superficie; su valor puede variar entre cero (0) y 1; el límite inferior corresponde a un “cuerpo negro” o no reflejante, y el límite superior corresponde a una superficie blanca con reflexión total. Algunos de los valores del albedo útiles en aplicaciones de hidrología se presentan en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4 Valores de albedo de algunas superficies comunes.

Superficie	Albedo (r)
Nieve fresca	0,80 - 0,85
Nieve vieja, limpia	0,40
Nieve sucia	0,10
Suelos arenosos (secos)	0,15 - 0,45
Arcilla seca	0,20 - 0,35
Pasto	0,10 - 0,33
Bosque oscuro	0,05
Bosques de coníferas	0,10 - 0,15
Suelo seco	0,15 - 0,25
Suelos oscuros	0,05 - 0,20
Roca	0,12 - 0,15
Superficie de agua - latitudes bajas	0,03 - 0,10
Agua (sol cerca del cenit ¹)	0,03 - 0,06
Vegetación verde (promedio para selvas y pastos)	0,20
Pastos y cultivos	0,25
Suelo sin vegetación	0,1 - 0,2

Fuente: Adaptado de (Silva, 1998, p. 31; Monsalve, 1999, p. 156; Tucci, 1993, p. 277).

¹ El cenit (también conocido como cénit o zenit) es cuando el sol se encuentra justo por encima de un lugar, corresponde al mediodía donde el sol está justo sobre la cabeza de un individuo. El punto opuesto recibe el nombre de nadir.

4.8 BALANCE ENERGÉTICO GLOBAL

La relación entre R_c y R_a en un día particular depende de las condiciones climatológicas imperantes en la tropósfera, en cuanto a la nubosidad, humedad atmosférica y el contenido de CO_2 ; el vapor de agua y el CO_2 absorben energía y las nubes la reflejan. En la Figura 4.4 se observa cómo se distribuye la energía solar, R_a , en su paso por la tropósfera.

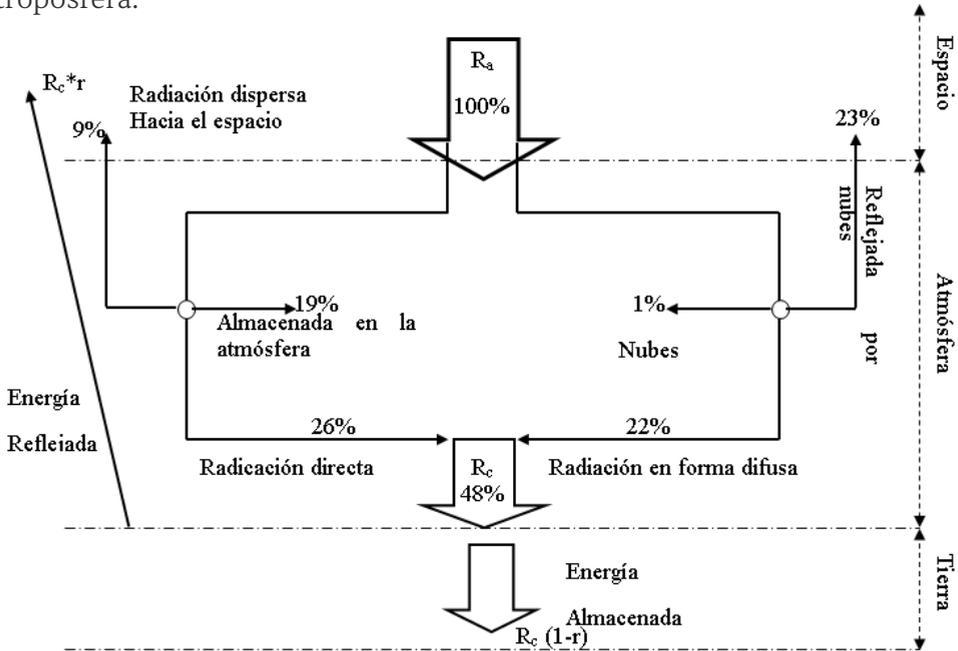


Figura 4.4
Distribución aproximada de la radiación solar que llega a la atmósfera terrestre en un año.

Fuente: adaptada de (Silva, 1998, p. 32).

En la Tabla 4.5 se resume el balance de radiación en unidades de energía.

Tabla 4.5
Balance de radiación en W/m^2 .

Radiación entrante		Radiación saliente	
Balance de calor de la superficie de la tierra			
Radiación solar	168	Radiación terrestre	390
Radiación atmosférica	324	Evaporación	78
		Conducción y Convección	24
Total	492	Total	492
Balance de calor de la atmósfera			
Radiación solar	67	Radiación al espacio	195
Condensación	78	Radiación a la superficie	324
Radiación terrestre	390	Radiación de la tierra al espacio	40
Conducción	24		
Total	559	Total	559
Balance de calor planetario			
Radiación solar	342	Reflejada y dispersada	107
		Radiación de atmósfera y nubes al espacio	195
		Radiación de la tierra al espacio	40
Total	342	Total	342

Fuente: (IDEAM, 2022, disponible en: <http://www.ideam.gov.co/web/tiempo-y-clima/la-radiacion-solar-y-su-paso-por-la-atmosfera>)

Con el fin de establecer el balance radiactivo del planeta Tierra se han realizado experimentos en los que instituciones como la NASA utilizan satélites que se encargan de medir parámetros fundamentales de la

radiación, tales como la cantidad de energía solar que recibe la Tierra; las diversas manifestaciones del albedo en el planeta; la cantidad de radiación terrestre emitida, expresada como la radiación saliente de onda larga; el balance planetario de energía neto, expresado como la diferencia entre la energía solar absorbida y la radiación saliente de onda larga.

4.9 CUANTIFICACIÓN DE LA RADIACIÓN

La medición de la radiación solar se puede realizar de manera directa, mediante el uso de instrumentos que reciben el nombre de radiómetros, y de manera indirecta, a través de la aplicación de ecuaciones empíricas que permiten su estimación mediante la correlación entre la radiación y el brillo solar.

4.9.1 Medición directa de la radiación solar

De acuerdo con el HIMAT (1987), los radiómetros solares tales como los piranómetros o solarímetros y los pirheliómetros, según sus características (Tabla 4.6), pueden servir para medir la radiación solar incidente global (directa más difusa), la directa (procedente del rayo solar), la difusa, la neta y el brillo solar. Los radiómetros se pueden clasificar según diversos criterios: el tipo de variable que se pretende medir, el campo de visión, la respuesta espectral, el empleo principal a que se destina.

Tabla 4.6

Instrumentos meteorológicos para la medida de la radiación.

Tipo de instrumento	Parámetro de medida
Pirheliómetro absoluto	Radiación solar directa
Piranómetro	Radiación global, Radiación difusa, Radiación solar reflejada
Piranómetro neto	Radiación solar neta
Pirgeómetro	Radiación de onda larga
Pirradiómetro	Radiación total (solar y terrestre)
Pirradiómetro neto	Radiación total neta
Solfotómetro o fotómetro solar	Radiación solar directa en bandas muy angostas
Heliofanógrafo (solarímetro o heliógrafo)	Duración total de la insolación “brillo solar”

Fuente: (HIMAT, 1987, pp. 18-51)

4.9.2 Ecuaciones empíricas

Una ecuación comúnmente utilizada para calcular la radiación solar que llega a la tierra es la siguiente:

$$R_c = R_a \left(0,3 + 0,5 \frac{n}{N} \right) \quad [4.4]$$

Donde:

R_c : Radiación solar que llega a la tierra

R_a : Radiación solar que llega al límite superior de la tropósfera

n : Número de horas de brillo solar

N : Duración del día.

n/N : Se denomina insolación.

Los valores de la duración del día para el hemisferio norte se presentan en la Tabla 4.7, en función fechas específicas del año y de la latitud geográfica en grados.

*Tabla 4.7
Duración del día (N) en el hemisferio norte en horas.*

Fecha → Latitud ↓	Jul 17	Ago 19	Sep 17	Oct 18	Nov 17	Dic 6	Ene 13	Feb 11	Mar 13	Abr 12	May 13	Jun 14
0	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1
10	12,6	12,4	12,2	11,9	11,7	11,5	11,6	11,8	12,0	12,3	12,6	12,7
20	13,2	12,7	12,2	11,7	11,2	10,9	11,0	11,4	12,0	12,6	13,1	13,3
30	13,9	13,1	12,3	11,4	10,6	10,2	10,4	11,0	11,9	12,8	13,6	14,1
60	18,0	15,3	12,7	10,0	7,4	5,9	6,6	8,7	11,5	14,3	17,0	18,7
90	24,0	24,0	24,0	0,0	0	0	0	0	0	24,0	24,0	24,0

Fuente: Adaptado de (Silva, 1998, p. 32)

Por su parte, la Tabla 4.8 reporta los valores promedio de duración del día para cada mes del año, en función de la latitud geográfica.

Tabla 4.8
Duración del día para diversas latitudes, en horas.

Fecha →		Mes del año											
Grados ↓		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun.	Jul.	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Nor	10	11,7	11,6	11,9	12,4	12,5	12,6	12,5	12,5	12,2	11,8	11,8	11,4
Nor	5	11,9	11,9	11,9	12,3	12,3	12,3	12,3	12,3	12,1	12,0	11,9	11,8
Ecu	0	12,1	12,0	12,0	12,1	12,0	12,1	12,1	12,2	12,1	12,1	12,1	12,0
Sur	5	12,4	12,1	12,0	12,0	11,8	11,9	11,8	12,0	12,0	12,2	12,4	12,2
Sur	10	12,6	12,4	12,1	11,9	11,7	11,5	11,5	11,8	12,0	12,3	12,6	12,7

Fuente: Adaptada de (Monsalve, 1999, p. 156).

4.10 RADIACIÓN TERRESTRE Y RADIACIÓN NETA

De la radiación que llega a la superficie terrestre, parte se refleja en función del albedo de las superficies y otra se almacena en el globo terrestre; con base en lo anterior se tiene que la energía almacenada se calcula a partir de la ecuación:

$$E_a = R_c(1 - r) \quad [4.5]$$

Donde:

E_a : Energía almacenada

R_c : Radiación solar que llega a la tierra

r : Albedo de la superficie

Por su parte, la energía reflejada (E_r) se la calcula a partir de la Ecuación 4.6:

$$E_r = R_c(r) \quad [4.6]$$

La energía almacenada alimenta ciertos procesos en la corteza terrestre y en las masas de agua, como los procesos de oxidación, intercambio de calor, fotosíntesis, evaporación y advección.

4.10.1. Radiación terrestre, R_b .

De la energía almacenada, no toda se encuentra disponible para los procesos de transformación porque una parte muy importante es irradiada

por la Tierra en forma de ondas electromagnéticas dentro de la banda de onda larga.

La energía irradiada por la Tierra se calcula por la ley de Stefan para un cuerpo negro. Como existe un intercambio de energía entre la atmósfera y la Tierra, cuyo valor depende de las condiciones meteorológicas en la tropósfera, el resultado se afecta con un coeficiente empírico que considera tales condiciones; con base en lo anterior, R_b se calcula a partir de la Ecuación 4.7:

$$R_b = K\sigma T_a^4 \quad [4.7]$$

Donde:

R_b : Radiación terrestre.

σ : Constante de Stefan-Boltzmann para un cuerpo negro, cuyo valor es $\sigma = 1,17 \cdot 10^{-7} \text{ (Ly/día)} \cdot (\text{°K})^4$.

T_a : Temperatura absoluta de la masa de aire en contacto con la superficie de la Tierra, en grados Kelvin.

K : Coeficiente empírico, que se calcula con la siguiente ecuación:

$$K = (0,56 - 0,09\sqrt{e_d}) \left(0,1 + 0,9\frac{n}{N}\right) \quad [4.8]$$

Donde:

e_d : Presión de vapor de agua en la atmósfera a Temperatura de Rocío (T_d) en mm de mercurio (mmHg).

n/N : Insolación.

4.10.2. Radiación neta, R_n

Como resultado de las diversas pérdidas atmosféricas, solo el 43% de la energía solar alcanza la superficie del planeta. El componente de onda corta de ese 43% es absorbido y calienta la Tierra y los océanos. La propia Tierra irradia energía en el rango de onda larga y dicha radiación es fácilmente absorbida por la atmósfera. La superficie de la Tierra emite más del doble de energía en el rango infrarrojo que la que recibe en radiación solar de onda corta.

El balance entre la radiación entrante y saliente varía de los polos al ecuador. Hay una ganancia neta de calor en las regiones ecuatoriales y una pérdida neta de calor en las regiones polares. Por lo tanto, la energía térmica viaja a través de la circulación de la atmósfera de menores a

mayores latitudes. Variaciones adicionales ocurren pues la distribución de los continentes y los océanos conduce al calentamiento diferencial de tierra y agua.

La energía neta está dada como la diferencia entre la energía total almacenada por la Tierra en un periodo dado, y la parte de energía que irradia, la cual se expresa como:

$$R_n = E_a - R_b \quad [4.9]$$

Sustituyendo E_a , se obtiene:

$$R_n = R_c(1 - r) - R_b \quad [4.10]$$

4.11. DISTRIBUCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR EN COLOMBIA

De acuerdo con el IDEAM (2014), sobre la mayor parte del territorio colombiano la incidencia de la radiación solar global tiene promedios entre 4,0 y 4,5 kWh/m² por día, especialmente sobre la Amazonía, la Orinoquia, sectores del centro y sur de la región Pacífica y gran parte de la región Andina. Colombia debido a su posición geográfica es favorecida con una gran disponibilidad del recurso solar.

El mismo Instituto también afirma que las zonas que reciben mayor intensidad de radiación solar global en Colombia, entre 4,5 y 6,0 kWh/m² por día, son: región Caribe, nororiente de la Orinoquia y sectores de los departamentos de Cauca, Huila, Valle, Tolima, Caldas, Boyacá, Santanderes, Antioquia y las Islas de San Andrés y Providencia. Los valores más altos (entre 5,5 y 6,0 kWh/m² por día) se presentan en el departamento de La Guajira, norte y sur del Magdalena, norte de Cesar y reducidos sectores de Atlántico y Bolívar.

Adicionalmente, el IDEAM (2014) afirma que las zonas con menor intensidad de radiación solar global en Colombia, menores a 4,0 kWh/m² por día, se presentan en sectores de Chocó, Nariño, Putumayo, Caquetá, Cauca, Tolima, Eje Cafetero, Cundinamarca, Antioquia y Santanderes. Los valores más bajos (entre 3,0 y 3,5 kWh/m² por día) se presentan al sur del departamento de Chocó, Altiplano Nariñense, occidente de Putumayo y pequeños sectores de Cauca, Tolima y Santander.

El IDEAM, reporta la radiación solar media diaria anual en el mapa de la Figura 4.5, en ella se observa que la región de la Guajira, Magdalena y el Cesar reciben mayor radiación media diaria, situación que hace que estas zonas sean aptas para la implementación de plantas de energía solar.

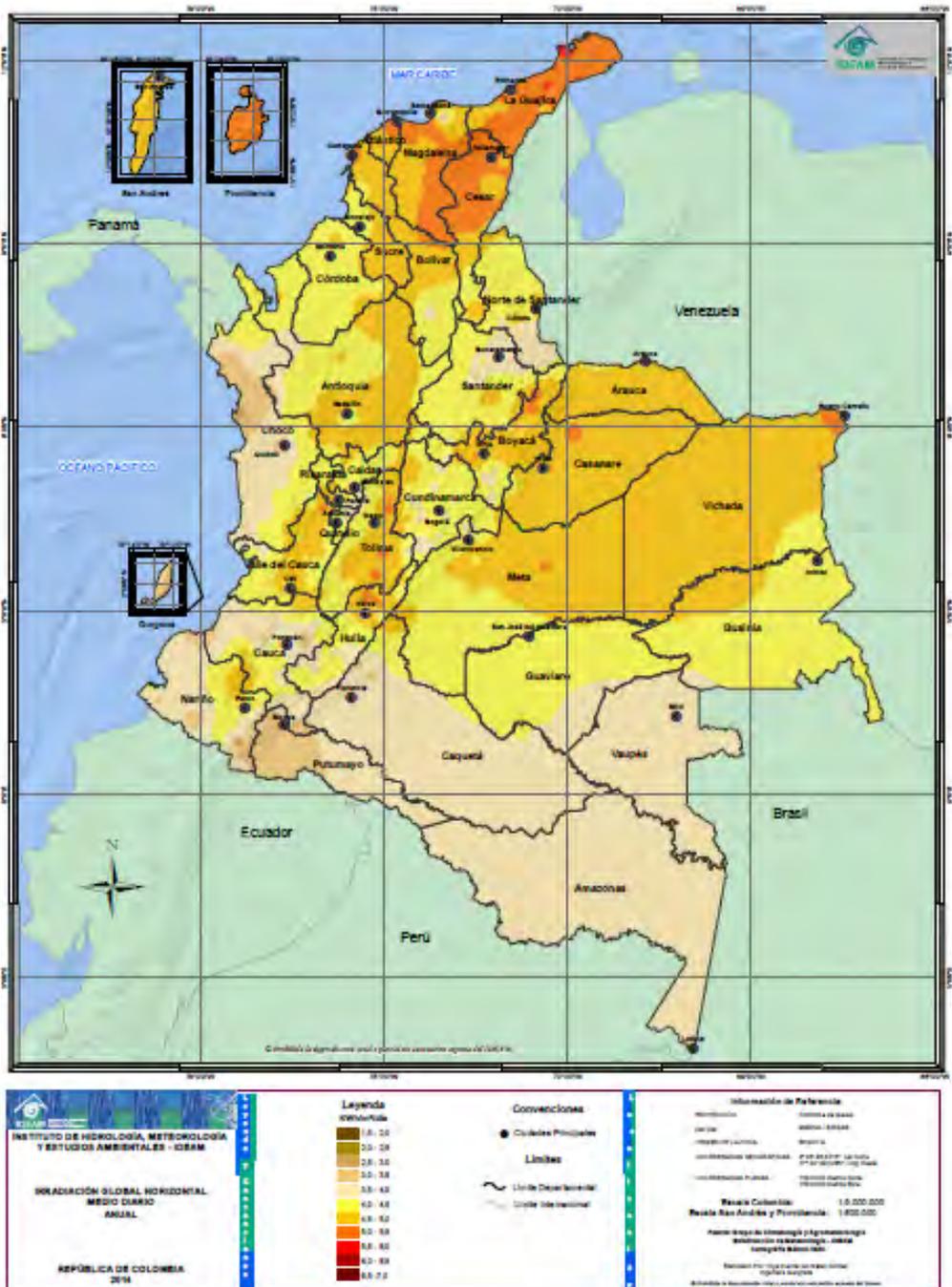


Figura 4.5
 Distribución de la radiación solar media diaria anual que llega a la atmósfera terrestre.

Fuente: (IDEAM, 2014, disponible en: <http://atlas.ideam.gov.co/basefiles/RadiacionSolar13.pdf>).

4.12. EJEMPLO Y EJERCICIO DE APLICACIÓN

Ejemplo 4.2

Se presenta un ejemplo adaptado de Silva (1998) sobre el cálculo de radiación solar. Calcular la energía neta recibida por un lago en el cenit cercano al aeropuerto el Dorado de Bogotá, para el 15 de septiembre de 2020, cuya temperatura media es de 12,5 °C, altitud 2547 msnm, la presión atmosférica $P_a = 752,1$ mb, humedad relativa 76% y un brillo solar (n) de 5 horas. Suponer que Bogotá está a 6° de latitud norte.

1. Datos de entrada:

Fecha	: 15 de septiembre de 2020 (para la que se quiere calcular la radiación)
Temperatura media	: t_a en °C = 12,5°C
Presión atmosférica	: $p_a = 752,1$ mb
Posición según la latitud:	Sitio de interés 6° latitud norte
Humedad relativa	: HR=76%
Horas de brillo solar	: n = 5 horas

2. Solución

- **2.1** De la Tabla 4.2 se interpola el valor de R_a , con los grados de latitud y la fecha. Se obtiene 903 Ly/día para el 15 de septiembre y 6° Norte.
- **2.2** De la Tabla 4.8 se interpola el valor de N, con los grados de latitud y la fecha. Se obtiene 12,1 horas.
- **2.3** Calcular R_c con Ec. [4.4]. Se obtiene 457 Ly/día.

$$R_c = R_a \left(0,3 + 0,5 \frac{n}{N} \right) = 903 \frac{\text{Ly}}{\text{día}} \left(0,3 + 0,5 \frac{5h}{12,1h} \right) = 457 \frac{\text{Ly}}{\text{día}} \quad [1]$$

- **2.4** Calcular la temperatura en Kelvins, como:

$$T_a = 273,15 + ^\circ\text{C} = 285,65 \text{ K.}$$

- **2.5** Calcular el coeficiente empírico K con la Ecuación [4.8].

Se calcula el valor de presión de vapor del aire e_a de 14,5 mb, para $T = 12,5^\circ$. Con la ecuación de humedad relativa, se despeja el valor de la presión de punto de rocío $e_d = \text{HR} * e_a = 0,76 * 14,5 \text{ mb} = 11,0 \text{ mb}$. Como en la ecuación del coeficiente K la presión debe ir en mm Hg, se hace

la conversión $e_d = 8,3 \text{ mmHg}$.

$$K = (0,56 - 0,09\sqrt{8,3\text{mmHg}}) * \left(0,1 + 0,9\frac{5h}{12,1h}\right) = 0,141 \quad [2]$$

- 2.6 Calcular R_b con la Ecuación [4.7]

$$R_b = 0,141 * \left(1,17 * 10^{-7} \frac{\text{Ly}}{\text{día} * K^4}\right) * (285,64K)^4 = 110 \frac{\text{Ly}}{\text{día}} \quad [3]$$

- 2.7 Calcular la radiación neta R_n a partir de la Ecuación [4.10] con albedo $r = 0,05$.

$$R_n = R_c(1 - \gamma) - R_b = \left(457 \frac{\text{Ly}}{\text{día}} * (1 - 0,05)\right) - 110 \frac{\text{Ly}}{\text{día}} = 324 \frac{\text{Ly}}{\text{día}} \quad [4]$$

Ejercicio 4.1

Calcular la radiación neta para Pasto con base en la estación de Obonuco para los meses de enero a diciembre. Consultar la temperatura del sitio, presión de vapor de la atmósfera, el brillo solar y su localización latitudinal para valores promedio mensuales multianuales. Realizar una gráfica de variación mensual de la radiación solar de la estación de Obonuco y comparar con los datos medidos en la estación de Botana dados en la Figura 4.6.



Figura 4.6

Valores medios de radiación global (Wh/m^2 por día) de la estación Botana Pasto.

Fuente: (Atlas climatológico de Colombia, 2022, disponible en: <http://atlas.ideam.gov.co/visorAtlasClimatologico.html>).

5 CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA

5.1 GENERALIDADES

Según Monsalve (1999) y Villela y Mattos (1975), la circulación general de la atmósfera y de los vientos se refiere a la distribución general media de los vientos sobre la superficie del globo; dicha circulación atmosférica es factor fundamental en la formación de las precipitaciones y en las características climáticas.

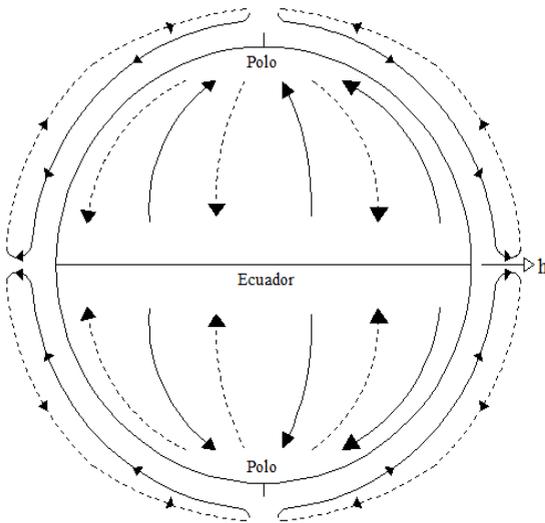
Respecto a la fuente de energía para que se lleve a cabo la circulación atmosférica cabe mencionar que la tierra recibe constantemente calor proveniente del sol a través de la radiación solar como cuerpo radiante y emite calor por medio de la radiación como cuerpo negro, o radiación de retorno hacia el espacio. El calentamiento de la tierra es desigual; cerca al ecuador, la radiación entrante es casi perpendicular a la superficie terrestre con un valor medio de unos 270 W/m^2 , mientras que cerca de los polos, la radiación incide sobre la Tierra en un ángulo más oblicuo a una tasa de aproximadamente 90 W/m^2 . Como la tasa de radiación es proporcional a la temperatura absoluta en la superficie de la Tierra, que no varía mucho entre el ecuador y los polos, la radiación emitida por la Tierra es más uniforme que la radiación entrante. En respuesta a tal desequilibrio, la atmósfera funciona como un gran motor térmico, transfiriendo energía desde el ecuador hacia los polos a una tasa promedio de aproximadamente $4 \times 10^9 \text{ MW}$ (Chow et al., 1998).

Para representar el movimiento de las masas de aire en la atmósfera se pueden contemplar dos escenarios diferentes: el primero considerando a la Tierra como un planeta sin movimiento, y el segundo a partir del movimiento del planeta sobre su propio eje. A continuación, se presenta una breve descripción de tales escenarios.

5.2 CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA TÉRMICA PURA: TIERRA SIN MOVIMIENTO

De acuerdo con Chow et al. (1988), si la Tierra fuera una esfera no giratoria, la circulación atmosférica se presentaría como en la Figura 5.5. El aire se elevaría cerca del ecuador y viajaría en la atmósfera superior hacia los polos, posteriormente una vez enfriado, descendería hacia la atmósfera inferior y regresaría hacia el ecuador; a dicho modelo se lo denomina circulación de Hadley. Según Monsalve (1999), para la

condición de la Tierra sin movimiento o circulación atmosférica térmica pura no se considera la rotación terrestre ni el efecto de distribución de mares y continentes, y la circulación se explica de la siguiente manera: En la zona ecuatorial se recibe mayor radiación solar que en las zonas de mayor latitud; al calentarse el aire ecuatorial posee menor densidad y tiende a subir con la altitud h ; al subir el aire es remplazado por aire frío proveniente de otras latitudes mayores; la única manera de remplazar ese aire frío proveniente de otras latitudes es por arriba, por medio de corrientes de aire ecuatorial hacia los polos Figura 5.1



1. En la zona ecuatorial se recibe mayor radiación solar que en las zonas de mayor latitud.
2. Al calentarse el aire ecuatorial posee menor densidad y tiende a subir con la altitud h .
3. Al subir el aire es remplazado por aire frío proveniente de otras latitudes mayores.
4. La única manera de remplazar ese aire frío proveniente de otras latitudes es por arriba.

Figura 5.1

Patrón de circulación atmosférica para la Tierra sin rotación

Fuente: Adaptada de (Chow et al., 1988, p. 54) y (Monsalve, 1999, p. 60).

5.3 TIERRA EN MOVIMIENTO

De acuerdo con Chow et al. (1988), la rotación de la tierra desde el oeste hacia el este cambia el patrón de circulación. A medida que un anillo de aire cercano sobre el eje de la Tierra se mueve hacia los polos, su radio disminuye. Para mantener el momento angular, la velocidad del aire aumenta con respecto a la superficie de la Tierra, produciendo así un flujo de aire del oeste. Lo contrario es aplicable para un anillo de aire que se mueve hacia el ecuador, forma un flujo de aire hacia el este. El efecto que

produce tales cambios en la dirección y velocidad del viento se conoce como la fuerza de Coriolis.

El patrón real de circulación atmosférica tiene tres células (o celdas, o también denominadas “fajas”) en cada hemisferio, como se muestra en la Figura 5-2. En la celda tropical, el aire caliente asciende en el ecuador, avanza hacia los polos en los niveles superiores, pierde calor y desciende hacia la superficie en una latitud de 30°. Cerca del suelo, se ramifica, una rama se mueve hacia el ecuador y la otra hacia el polo. En la celda polar, el aire se eleva en una latitud de 60° y fluye hacia los polos en los niveles superiores, luego se enfría y fluye de nuevo hacia la latitud 60° cercano a la superficie de la tierra. La celda central es impulsada por fricción por las otras dos celdas; su aire superficial fluye hacia el polo, produciendo un flujo de aire predominante del oeste en las latitudes medias.

La desigual distribución del océano y la tierra en la superficie del planeta, junto con sus diferentes propiedades térmicas, crea una variación espacial adicional en la circulación atmosférica. El desplazamiento anual del ecuador térmico debido a la traslación de la Tierra alrededor del sol provoca una oscilación en el patrón de circulación de las tres celdas. Con una oscilación mayor, los intercambios de aire entre células adyacentes pueden ser más frecuentes y completas, posiblemente resultando en muchos años de inundación. Además, los monzones pueden avanzar de manera más profunda en países como India y Australia. Con una oscilación más pequeña, intensas presiones altas pueden acumularse alrededor de los 30° de latitud, creando así periodos secos prolongados. Dado que la circulación atmosférica es muy complicada, solamente se puede identificar un patrón general de circulación.

Según Monsalve (1999), en este modelo se considera la circulación latitudinal y meridional. Las masas de aire son puestas en movimiento por los notables gradientes de presión que resultan de los cambios bruscos de temperatura meridional y por el momento angular impartido por la rotación de la superficie de la Tierra. El momento angular se define como la cantidad resultante de multiplicar la masa por la velocidad en un movimiento rotacional. El mecanismo de distribución de energía más aceptado es el modelo de circulación cuyo esquema se presenta en la Figura 5.2.

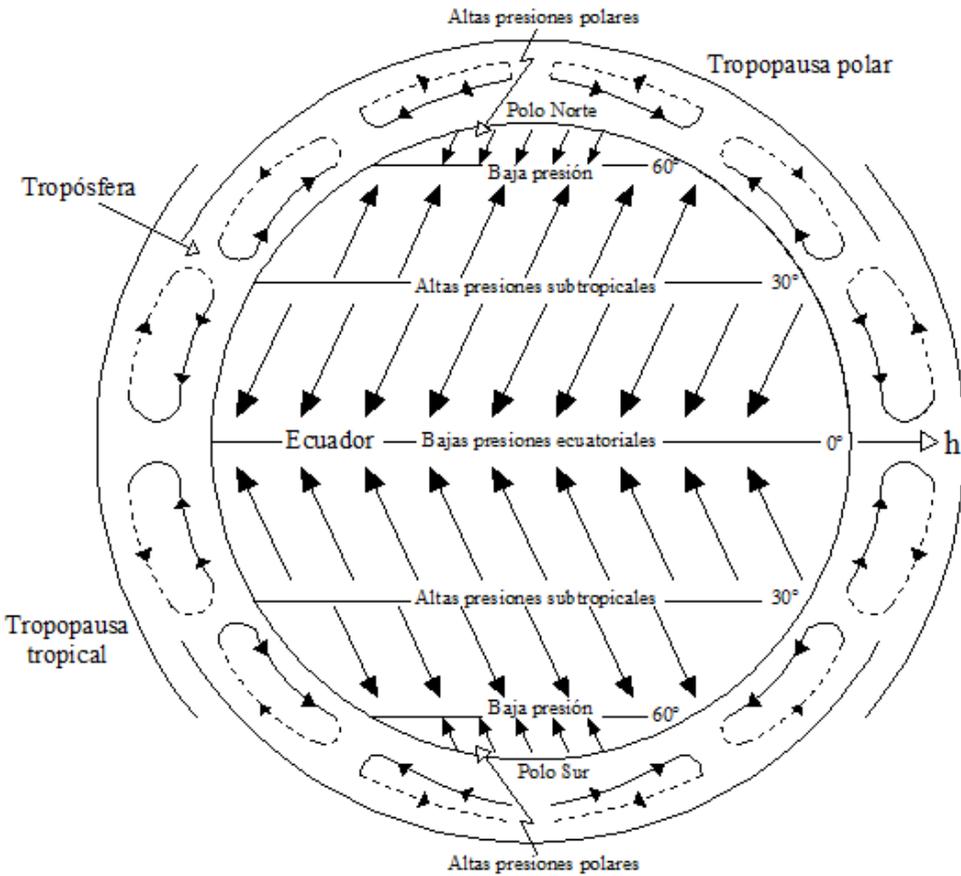


Figura 5.2

Sección transversal latitudinal de la circulación atmosférica zonal y meridional.

Fuente: Adaptada de (Chow et al., 1988, p. 55), (Nogueira y Acosta, 1988, p.21) y (Monsalve, 1999, p. 61).

En el modelo en mención se distinguen dos tipos de movimientos de las masas de aire: (1) Vientos en superficie (movimiento en sentido horizontal), que siempre divergen de los centros de alta presión y convergen hacia los centros de baja presión. (2) Movimientos verticales, los cuales presentan movimiento de tipo ascendente con la altitud h en zonas de baja presión y movimientos de tipo descendente en zonas de alta presión (Monsalve, 1999). Según Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006), los centros de las masas de aire son áreas de alta presión o anticiclónicas, con una circulación en el sentido de las manecillas del reloj, en el hemisferio norte y en el hemisferio sur la circulación es opuesta a las manecillas del reloj. Por otro lado, los ciclones

presentan una circulación en el sentido opuesto a las manecillas del reloj en el hemisferio norte y en sentido horario en el sur.

Resumiendo, se tiene que un ciclón consiste en una región de baja presión alrededor de la cual el aire circula en sentido antihorario en el hemisferio norte y en sentido horario en el hemisferio sur. Los ciclones tropicales se forman en zonas de latitudes bajas y pueden convertirse en huracanes o tifones. Los ciclones extratropicales se forman cuando masas de aire cálido y frío, que inicialmente fluyen en direcciones opuestas adyacentes entre sí, comienzan a interactuar y a girar juntos en un movimiento circular, creando tanto un frente cálido como un frente frío centrado en una zona de baja presión; por su parte, un anticiclón es una región de alta presión alrededor de la cual el aire fluye en sentido horario en el hemisferio norte y en sentido antihorario en el hemisferio sur. Cuando las masas de aire son levantadas como resultado de movimiento atmosférico, su vapor de agua puede alcanzar el punto de condensación y producir precipitación.

De acuerdo con Chow et al. (1998), la circulación atmosférica ocurre en la tropósfera, cuya altura varía desde aproximadamente 8 km en los polos hasta 16 km en el ecuador. La temperatura en la tropósfera disminuye con la altitud a una tasa que varía con el contenido de humedad de la atmósfera. Para el aire seco, la tasa de disminución se denomina gradiente adiabático seco y es de aproximadamente $9,8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. El gradiente adiabático saturado es menor, de aproximadamente $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, porque parte del vapor en el aire se condensa a medida que asciende y se enfría, liberando calor al aire circundante. Estos gradientes son valores medios y pueden variar considerablemente con la altitud. La tropopausa separa la tropósfera de la estratósfera, localizada en la parte superior. Cerca de la tropopausa, fuertes cambios de temperatura y presión producen fuertes y estrechas corrientes de aire conocidas como corrientes en chorro, con velocidades que varían entre 15 y 50 m/s. Dichas corrientes fluyen por miles de kilómetros y ejercen una importante influencia en el movimiento de las masas de aire.

También expresan Chow et al. (1998) que una masa de aire en la circulación general es un gran cuerpo de aire que es bastante uniforme horizontalmente en cuanto a propiedades como temperatura y contenido de humedad. Cuando una masa de aire se mueve lentamente sobre áreas de tierra o de mar, sus características reflejan las de la superficie subyacente. La región donde una masa de aire adquiere sus características es su región de origen; los trópicos y los polos son dos regiones de origen. Donde una masa de aire caliente se encuentra con una masa de aire frío, en lugar de simplemente mezclarse, aparece una superficie de discontinuidad definida entre ellos, llamada frente. El aire frío, por ser más pesado, subyace al aire

caliente. Si el aire frío avanza hacia el aire caliente, el borde de ataque de la masa de aire frío es un frente frío y posee una pendiente casi vertical. Si el aire caliente avanza hacia el aire frío, el borde de ataque es un frente cálido, el cual posee una pendiente muy plana, donde el aire cálido fluye hacia arriba y sobre el aire frío.

A continuación, en la Tabla 5.1 se presenta las principales masas de aire según lo argumentado por Chow et al. (1998). En relación con el origen y las características de los diferentes tipos de masas de aire Jiménez (1986), presenta una información similar, la cual se puede complementar con la dada por Shaw (1994).

*Tabla 5.1
Clasificación de las masas de aire.*

Masa de aire	Región de origen	Propiedades en la fuente
Polar marítima	Océanos, 50° de latitud	Fresca, ligeramente húmeda, inestable
Polar continental	Continentes en cercanía con el Círculo Ártico; Antártica	Fresca, seca, estable
Ártica o Antártica	Cuenca Ártica y central Antártica en invierno	Muy fría, seca, estable
Tropical marítima	Océanos subtropicales	Cálida y húmeda, inestable, la inversión es característica común
Tropical continental	Desiertos en bajas latitudes: Sahara y desiertos australianos	Caliente y seca

Fuente: Adaptada de (Shaw, 1994, pp. 18-19).

De acuerdo con lo planteado por Vilella y Mattos (1975) y por Monsalve (1999) en el modelo de circulación con Tierra en movimiento se distinguen las siguientes fajas:

1. Faja ecuatorial de bajas presiones.

Algunas características de la faja ecuatorial son: se encuentra localizada un poco al norte del ecuador geográfico; presenta vientos débiles y variables; en ella convergen los vientos alisios (vientos que circulan entre los trópicos, desde los 30º a 35º de latitud hacia el ecuador, se dirigen desde las altas presiones subtropicales, hacia las bajas presiones ecuatoriales) en superficie; divergen los vientos contraalisios en altitud (trae consigo movimientos verticales ascendentes, alta humedad del aire, muchas nubes y altas precipitaciones). Hay continuos movimientos verticales ascendentes, gran

humedad en el aire, con muchas nubes y altas precipitaciones. Es la zona en la que usualmente se encuentran las más altas temperaturas de la Tierra; esta faja es denominada zona de convergencia intertropical.

2. Faja subtropical de altas presiones.

Características importantes de la faja son: los centros de presión se encuentran cercanos a los 30° de latitud; hay predominio de vientos débiles y movimientos verticales descendentes; el aire es casi siempre seco, se registran pocas nubes y poca precipitación; en esta región se localizan los mayores desiertos de la Tierra. Los cinturones de alta presión son rotos sobre los continentes debido a la diferencia de calentamiento entre estos últimos y los mares, con la consiguiente formación de bajas térmicas; esta faja es invadida muchas veces por masas de aire polar o tropical, que modifican las condiciones del tiempo en determinados periodos.

3. Faja polar de bajas presiones.

Entre las características de la faja están: los centros de baja presión están localizados en torno a los 60° de latitud; el clima en la región es muy variable, con grandes tempestades motivadas por intensos movimientos verticales ascendentes. En el hemisferio norte están localizadas, en esa faja, grandes masas heladas. En determinadas regiones, dentro de la faja, hay condiciones propicias para la formación de masas de aire debido a su uniformidad. En altitud, entre la faja subtropical de altas presiones y la faja polar de bajas presiones se observan fuertes vientos del oeste.

4. Cascos polares de altas presiones.

La región de cascos polares se caracteriza por: presentar un clima muy seco y poca precipitación; registra movimientos verticales descendentes y temperatura muy baja; representa casi siempre el origen del aire polar que se dirige en dirección del ecuador.

5.4 INFLUENCIA DE LA DESIGUAL DISTRIBUCIÓN DE LA TIERRA Y DE LOS MARES

Nogueira y Souza (1988) manifiestan que la desigual distribución de las tierras y de los mares hace que las fajas de alta y baja presión no se extiendan en franjas continuas, como se representa de manera simplificada en el modelo anteriormente descrito. En la realidad, ellas se fraccionan en zonas de alta y baja presión, llamadas centros de acción. Por ejemplo, en el invierno los continentes son relativamente más fríos que los océanos, y entonces las altas presiones tienden a intensificarse sobre las tierras, mientras que las bajas presiones se hacen más pronunciadas sobre los mares. En el verano la situación tiende a invertirse.

5.5 ZONA DE CONFLUENCIA INTERTROPICAL

De acuerdo con Guzmán et al. (2014), en Colombia la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), marca la convergencia entre el aire del hemisferio norte y el hemisferio sur. En esta zona, los vientos alisios del noreste que son originados por el aire que fluye alrededor del anticiclón del Atlántico Norte encuentran a los alisios del sureste que a su vez son originados por los anticiclones del Pacífico y el Atlántico Sur. Debido al flujo convergente, la ZCIT es la región de mayor nubosidad y lluvias.

Según Villegas et al. (2012), la climatología de Colombia está dominada por los desplazamientos sur-norte-sur de la ZCIT. La ZCIT es una región de baja presión orientada de oriente a occidente cerca al ecuador, donde los vientos alisios del noreste se reúnen con los alisios del sureste. Esto hace que haya una abundante formación de nubes por convección, con vientos dbiles y variables y alta pluviosidad. La ZCIT se desplaza latitudinalmente sobre el segmento del océano Pacífico oriental, correspondiente al territorio colombiano entre 1° y 7° de latitud norte en promedio, y en su desplazamiento, el sector por donde se percibe mayor tiempo su presencia es alrededor de los 3° norte, donde se encuentra el puerto de Buenaventura.

5.6 FENÓMENOS DEL NIÑO Y LA NIÑA

De acuerdo con IDEAM (2019), el ciclo conocido como "El Nio" y su fase opuesta "La Nia" son la causa de la mayor seal de variabilidad climática en la franja tropical del océano Pacífico, en la escala interanual. Son las componentes oceánicas del ENOS (El Nio-Oscilación del Sur) que corresponde a la aparición, de tiempo en tiempo, de aguas superficiales relativamente más cálidas (El Niño) o más frías (La Niña) que lo normal en el Pacífico tropical central y oriental, frente a las costas del norte de Perú, Ecuador y sur de Colombia. La variación de la temperatura en el océano Pacífico tropical se muestra en la Figura 5.3 tanto para valores por encima y debajo del promedio.

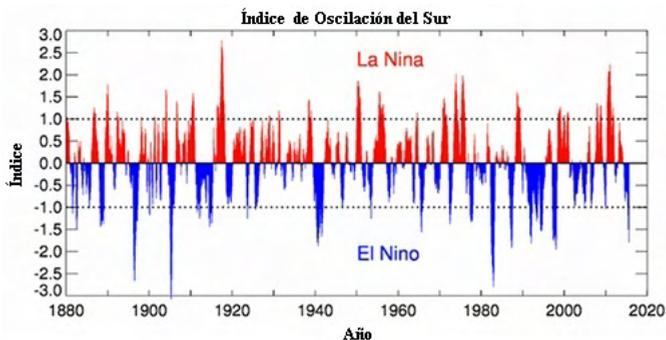


Figura 5.3

Anomalías de temperatura de superficie del mar -TSM- (° Celsius) registradas en el Pacífico tropical Región Niño 3.4, desde 1880 hasta 2020.

Fuente: Adaptado de (Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada del Ecuador, 2022).

Según IDEAM (2019), el Fenómeno de "El Niño" es un evento climático que se genera cada cierto número de años por el calentamiento del océano Pacífico. Sus efectos son notables en el norte de la región Pacífica, los departamentos de la región Andina y en los departamentos de la región Caribe.

El efecto de "La Niña" en Colombia se caracteriza por un aumento considerable de las precipitaciones (anomalías positivas) y una disminución de las temperaturas (anomalías negativas) en las regiones Andina, Caribe y Pacífica, así como en áreas del piedemonte de los Llanos orientales, mientras que en la zona oriental (Orinoquía y Amazonía), dichas variables tienden a un comportamiento cercano a lo normal, sin ser muy claro el patrón climatológico ante la presencia de un evento frío. La ocurrencia de un fenómeno como "La Niña", sugiere un acoplamiento del océano y la atmósfera según lo expuesto a final de enero de 2011 por la Organización Meteorológica Mundial, y se trata de uno de los episodios más intensos del último siglo (IDEAM, 2019).

5.7 OSCILACION DEL SUR ENOS - EL NIÑO Y LA NIÑA-

Según Puertas-Orozco y Carvajal-Escobar (2008), el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es el conjunto más poderoso de variaciones atmosféricas y oceánicas en la región del océano Pacífico ecuatorial. Se manifiesta con variaciones anómalas de la presión atmosférica (Oscilación del Sur) y de la temperatura en la superficie del mar (El Niño — fase cálida o La Niña—fase fría) en el océano Pacífico. En sus fases extremas provoca alteraciones en la circulación oceánica y atmosférica a escala global, en los cinturones tropicales y subtropicales de la Tierra que favorecen e intensifican el desarrollo de precipitaciones torrenciales, lo cual produce crecidas, inundaciones, avalanchas, tormentas y ciclones tropicales, así como sequías, con efectos catastróficos en más de la mitad de la circunferencia terrestre.

Los mismos autores manifiestan que en Colombia, ENOS causa alteraciones climáticas en la escala interanual sobre todo el territorio, situación que afecta el medio natural en general y el ciclo hidrológico en particular. Este fenómeno causa las principales variaciones en la precipitación originadas por cambios en el océano Pacífico. ENOS ejerce un papel activo en la dinámica de la tropósfera en el noroccidente de

Suramérica y produce cambios significativos en los patrones de precipitación en Colombia con una respuesta de deficiencias en la precipitación ante eventos El Niño y excesos de precipitación ante La Niña.

5.8 CONCLUSIONES DEL EFECTO DE EL NIÑO Y LA NIÑA EN COLOMBIA

A continuación, se exponen las conclusiones del efecto de La Niña y El Niño sobre Colombia, planteadas por Montealegre (2014).

1. Se evidencia que los fenómenos El Niño y La Niña afectan de manera importante los regímenes de temperatura del aire y precipitación en Colombia. En términos generales, se comprobó que cuando se presenta el fenómeno El Niño (La Niña) hay una tendencia hacia la disminución (aumento para el caso de La Niña) de los volúmenes de precipitación, particularmente en las regiones Andina, Caribe y la parte norte de la región Pacífica. Se comprobó un incremento en la temperatura del aire en la región Andina, Caribe y Pacífica, durante los eventos El Niño. Durante la fase opuesta (La Niña), se evidencia el registro de anomalías negativas (condición de enfriamiento) en las mismas regiones.

2. Dado que el efecto sobre el régimen de precipitación en Colombia derivado de los eventos El Niño y La Niña no sigue un patrón común, por cuanto las deficiencias y excedentes registrados son más acusadas en algunas áreas, menos en otras y en algunas ni siquiera se perciben, se puede establecer que, en general, el efecto de estos fenómenos es diferencial a lo largo y ancho del territorio nacional.

3. El análisis de los resultados mostró que, aunque la relación no es lineal, durante los eventos fríos de La Niña se registran condiciones pluviométricas y termométricas aproximadamente opuestas a las observadas durante los fenómenos El Niño.

4. Considerando tres casos particulares en los cuales el efecto sobre la precipitación derivado de los fenómenos El Niño, no correspondió a la intensidad de los mismos, como fueron los registrados durante El Niño 2009-10 de categoría Débil, cuyo impacto fue muy notorio en las regiones Andina y Caribe, dando lugar a niveles históricos muy bajos en las partes medias y bajas de los ríos Magdalena y Cauca; El Niño 1991-92 de carácter Moderado que afectó de forma muy importante los recursos hidroenergéticos de Colombia y El Niño 1982-83, reconocido como uno de los más Fuertes del siglo pasado, pero que no produjo mayores alteraciones en el patrón pluviométrico del país, se puede comprobar que la influencia de

dicha intensidad no es lineal y está matizado por otros aspectos de la variabilidad climática interanual, estacional e intra-estacional.

5. Otro caso muy particular relativo a este último aspecto, está relacionado con el comportamiento de la temperatura del aire durante los fenómenos Débiles de El Niño. Aunque el valor promedio de las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico tropical, ubica a los fenómenos ocurridos en 2006-07 y 2009-10 dentro de la categoría Débil, estos tuvieron una influencia muy marcada en el régimen térmico del país, dando lugar a fuertes anomalías positivas (calentamiento) en la mayor parte del territorio nacional.

6. Vale la pena destacar que el mayor efecto, tanto de los eventos El Niño como de la Niña, sobre los patrones de precipitación y temperatura en el país, ocurre durante el primer trimestre del segundo año, el cual es muchas veces coincidente con la fase madura de los fenómenos, es decir, cuando se presentan las mayores anomalías en el océano y la atmósfera del Pacífico tropical.

En la Figura 5.4, se muestra la distribución espacial del efecto del fenómeno del Niño, en el territorio colombiano sobre la precipitación.

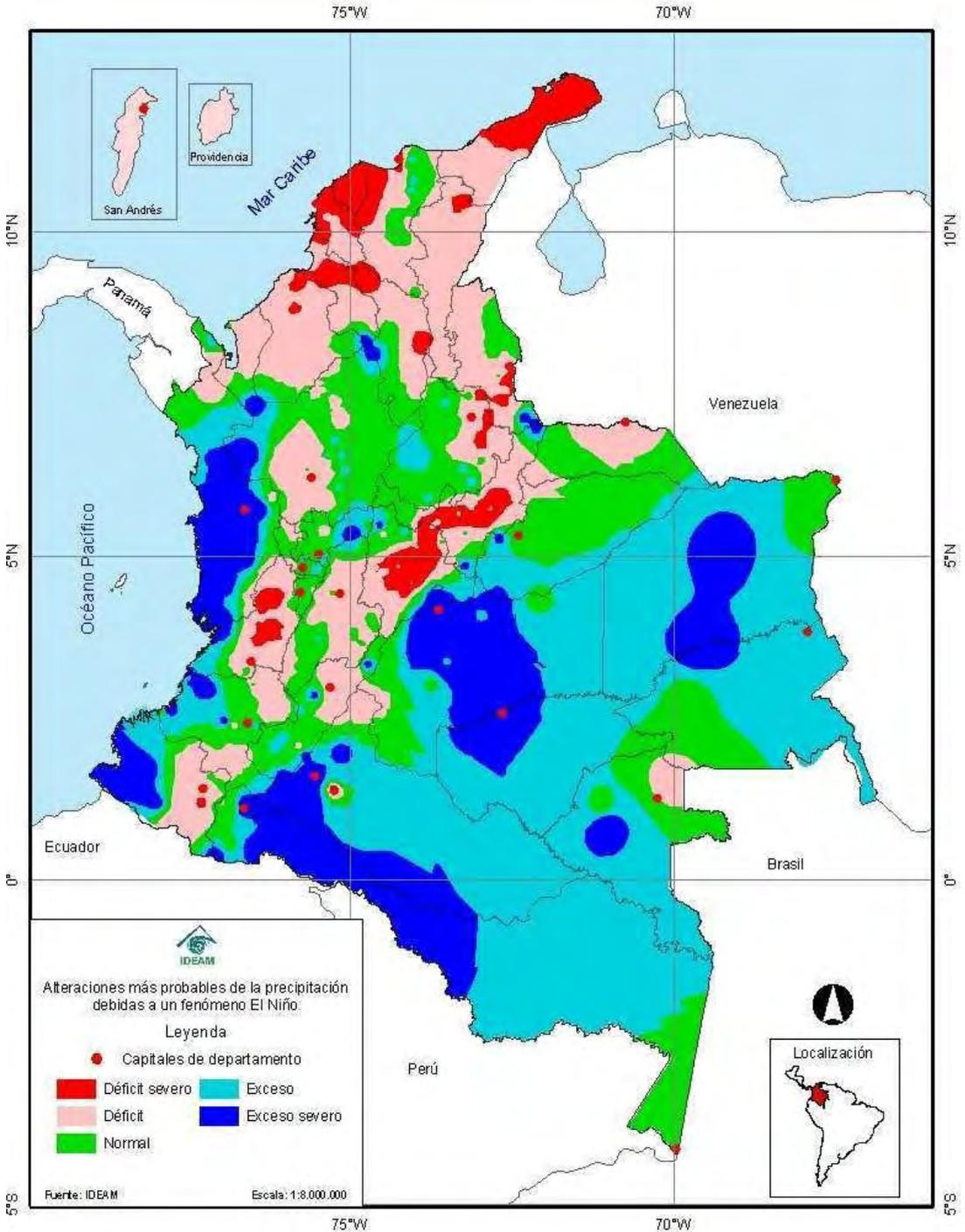


Figura 5.4

Alteraciones más probables de la precipitación debidas a un fenómeno El Niño.

Fuente (Constantino et al., 2011, p. 112)

6 CUENCAS HIDROGRÁFICAS

6.1 GENERALIDADES

De acuerdo con Nogueira y Acosta (1988), una cuenca hidrográfica es el conjunto de áreas, medidas en proyección horizontal, con pendiente en el sentido de determinada sección transversal de un curso de agua; por su parte, Chow et al. (1988) la definen como el área de terreno que drena hacia un curso de agua en una localización específica. Otra definición para cuenca hidrográfica la describe como un área topográficamente cerrada en un punto de un curso de agua de tal manera que todo el caudal afluente pueda ser medido o descargado a través de dicho punto. Algunos sinónimos son: cuenca de captación, cuenca colectora, cuenca de drenaje superficial, cuenca hidrológica o cuenca de contribución.

Según Villela y Mattos (1975), la cuenca hidrográfica es un área definida topográficamente, drenada por un curso de agua o un sistema conectado de cursos de agua en la que todo el caudal afluente es descargado a través de una única salida.

De acuerdo con Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), una cuenca hidrográfica es una zona de la superficie terrestre en donde las gotas de lluvia que caen sobre ella tienden a ser drenadas por el sistema de corrientes hacia un mismo punto de salida; adicionalmente afirman que es el espacio geográfico cuyos aportes hídricos naturales son alimentados exclusivamente por las precipitaciones y cuyos excedentes en agua o en materias sólidas transportadas por el agua forman, en un punto espacial único, una desembocadura.

Con base en los conceptos presentados por Silva (1998), Monsalve (1999) y Davie (2008), se puede afirmar que una cuenca hidrográfica es un área natural delimitada topográficamente, donde el agua lluvia que corre por su superficie se dirige a un mismo punto de un curso de agua que la drena y que posteriormente se dirige hacia otro río o hacia el mar.

A continuación, la Figura 6.1 ilustra la representación esquemática de la cuenca hidrográfica del Río Bobo, perteneciente al departamento de Nariño (Colombia).



Figura 6.1

Delimitación y jerarquización de la cuenca hidrográfica del río Bobo, departamento de Nariño.

Fuente: (Benavides et al., 2009, p. 100)

6.2 CLASIFICACIÓN DE LAS CUENCAS HIDROGRÁFICAS

Las cuencas hidrográficas pueden clasificarse en función de diversos criterios, entre los cuales se encuentran:

6.2.1 Clasificación según su tamaño

De acuerdo con Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), en función del tamaño de la cuenca pueden clasificarse como cuencas grandes y pequeñas así:

Cuenca Grande. Es aquella cuenca donde su área es mayor a 250 km², donde predominan las características fisiográficas (pendiente, elevación, área, cauce). El efecto de almacenaje del cauce es muy importante.

Cuenca pequeña. Es aquella cuenca donde su área es menor a 250 km², la forma y la cantidad de escurrimiento está influenciado por las características físicas (tipo de suelo y vegetación) del suelo. La cuenca pequeña responde a las lluvias de fuerte intensidad y pequeña duración.

Como complemento a lo anterior, Materón y Jiménez (1986), con el fin de uniformizar la terminología dada a las diferentes subáreas que conforman una cuenca hidrográfica, proponen la clasificación en función de la extensión como se muestra en la Tabla 6.1.

Tabla 6.1
Clasificación de la cuenca hidrográfica según el tamaño.

Área de la cuenca (km ²)	Nombre asignado al área
<5,0	Unidad
5,0 - 20,0	Sector
20,0 - 100,0	Microcuenca
100,0 - 300,0	Subcuenca
>300,0	Cuenca

6.2.2 Clasificación en función de la salida del flujo

Desde el punto de vista de la salida de una hoya, existen dos tipos de cuencas: endorreicas y exorreicas.

Cuencas Endorreicas.

Son aquellas en las que el punto de salida está dentro de los límites de la cuenca, generalmente corresponde a un lago.

Cuencas Exorreicas.

En ellas el punto de salida se encuentra en los límites de la cuenca, pudiendo ser hacia otra corriente de agua o hacia el mar.

La representación gráfica de este tipo de cuencas, se muestra en la Figura 6.2.

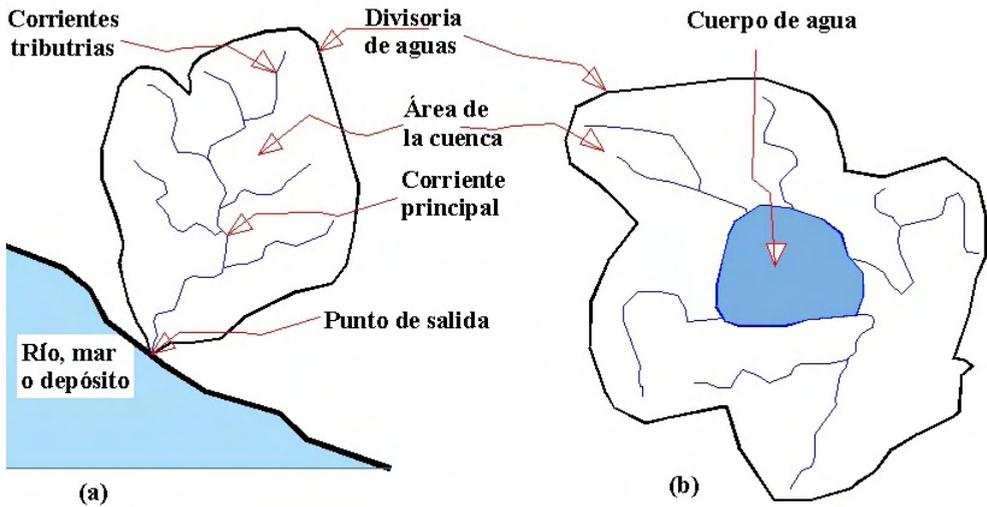


Figura 6.2

Clasificación de las cuencas en función de la salida del flujo. (a) Cuenca abierta o exorreica. (b) Cuenca cerrada o endorreica.

6.2.3 Clasificación en función de la elevación

Esta clasificación se basa en la elevación relativa de sus partes, a partir de lo cual se clasifican en: cuencas, alta, media y baja; según Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), sus definiciones son.

Cuenca alta. También denominada como cuenca cabecera; por su posición capta y almacena en los nevados y glaciares de sus cumbres, y en las lagunas y represamientos de las altiplanicies, la mayor parte de los aportes de la precipitación; además, tiene una cobertura vegetal típica de pastos o bosques, y una menor presión demográfica.

Cuenca media. De mayor pendiente relativa, con un caudal caracterizado por torrentes turbulentos, también se le denomina zona de transporte de sedimentos o de escurrimiento.

Cuenca baja. Cuenca de menor pendiente relativa, con un caudal de flujo continuo, cauce definido y amplia planicie de inundación, suele llamarse como de deyección o zona de depósito.

6.3 MORFOMETRÍA

Las características principales de una hoya hidrográfica hacen referencia a aspectos de tipo morfológico o fisiográfico, así como a la capacidad de la cuenca para almacenar agua tanto a nivel superficial como subterráneo. Entre los diversos métodos disponibles para medir las diferentes dimensiones de una hoya, para fines prácticos se describen a continuación algunos de los más importantes.

6.3.1 Cartografía

Para el estudio de las características morfométricas se utiliza las planchas a una escala conveniente según el tamaño de la cuenca, proporcionadas por el IGAC. Materón y Jiménez (1986), recomiendan la escala según el tamaño de la cuenca, como se indica en la Tabla 6.2.

*Tabla 6.2
Escala recomendada según el tamaño de la Cuenca.*

Área de la cuenca (km ²)	Escala
1	1 : 5000
100	1 : 10000
1000	1 : 25000
5000	1 : 50000
10000	1 : 100000
25000	1 : 200000

Fuente: Adaptada de (Materón y Jiménez, 1986, p.12)

A partir de informaciones satelitales se puede obtener valiosas informaciones con una mayor versatilidad y con acceso a muchos detalles que tradicionalmente no lograban ser registrados en planos o imágenes obtenidas a través de fotografías aéreas; sin embargo, es de fundamental importancia considerar el factor de escala aplicado a las imágenes para evitar alteraciones en la interpretación de los datos.

6.3.2 Localización de las cuencas

La localización de las cuencas hace referencia al rango de latitud, longitud y de altitud, en sus puntos extremos, para ello deben ser determinadas las coordenadas Norte, Este, así como las correspondientes cotas mínima y máxima.

6.4 PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS BÁSICOS

Según Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), los parámetros morfométricos como el área, el perímetro y la longitud axial de la cuenca adquieren gran importancia al estar relacionados con el análisis de forma de la hoya, con el estudio de crecientes (caudales pico), caudales mínimos, entre otros. Las cuencas hidrográficas presentan los siguientes elementos:

6.4.1 *Parteaguas o divisoria de una cuenca*

De acuerdo con Chow et al. (1988), la divisoria de una cuenca es una línea que divide el área de un terreno cuyo drenaje fluye hacia un curso de agua dado del área, cuyo sentido del drenaje fluye alejándose de dicho curso. Consiste en una línea imaginaria formada por los puntos de mayor nivel topográfico, que separa la cuenca en estudio de las hoyas vecinas en virtud de la separación del escurrimiento superficial como resultado de las lluvias que caen sobre el área en cuestión.

Para determinar cada una de las características de la cuenca se hace necesario disponer de los límites físicos geográficos de la cuenca, y para ello es fundamental el concepto de la divisoria de la hoya hidrográfica; al respecto, Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009) presentan algunos elementos que se comentarán a continuación.

La delimitación de una cuenca se hace sobre un plano o mapa con curvas de nivel siguiendo las líneas del parteaguas, formado por la unión de los puntos de mayor nivel topográfico. La determinación de la línea divisoria en una cuenca no es única ya que pueden existir dos tipos de líneas divisorias: la divisoria topográfica, que corresponde a la línea que divide el escurrimiento de las aguas superficiales, y definida por los puntos de mayor altitud; la divisoria freática, que consiste en la línea divisoria para las aguas subsuperficiales, la cual se determina en función de los perfiles de la estructura geológica, donde cobran importancia los estratos impermeables.

Algunas reglas prácticas para el trazado de la divisoria topográfica, cuya aplicación se puede observar en la Figura 6.3, son las siguientes:

- La divisoria deberá cortar de manera ortogonal a las curvas de nivel y deberá pasar por los puntos de mayor altitud.

- Cuando la divisoria aumenta su altitud corta a las curvas de nivel por la parte convexa; esto es, cuando el trazado de la divisoria se dirige desde el río hacia arriba.
- Cuando la altitud de la divisoria va decreciendo, corta a las curvas de nivel por su parte cóncava; es decir, cuando el trazado llegue hasta el río, en la zona de descarga para cerrar la divisoria.
- Como comprobación, la divisoria nunca corta a un arroyo o río, excepto en el punto de interés de la cuenca; es decir, en la zona de salida.

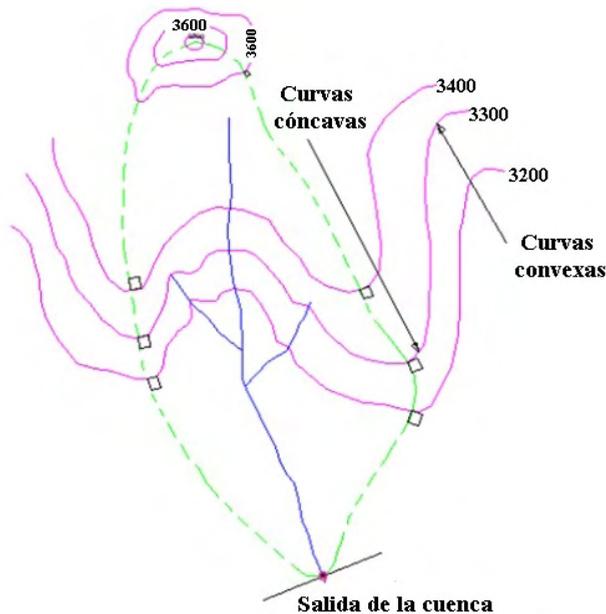


Figura 6.3

Trazado de la divisoria topográfica de una cuenca.

Fuente: Adaptada de (Cahuana-Andia y Yugar-Morales, 2009, p. 16)

6.4.2 Cauce principal

Es la corriente que pasa por la salida de la cuenca; las demás corrientes se denominan cauces secundarios, o también llamados tributarios. Las cuencas correspondientes a las corrientes tributarias se llaman cuencas tributarias o subcuencas. Según Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), la corriente o cauce principal es la corriente de mayor longitud que pasa por la salida de la cuenca hidrográfica.

De acuerdo con dichos autores, a partir de la posición topográfica o edad geológica los ríos se pueden clasificar en:

a) Corriente joven:

Que corresponden a las corrientes que erosionan rápidamente las riberas, creando secciones en forma de “v”; no cuentan con planicie de inundación, o posee poca extensión. Las pendientes del cauce son pronunciadas y es común encontrar en su desarrollo cascadas, rápidos y pocos tributarios de longitudes pequeñas;

b) 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;

c) Corriente senil.

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

Con base en la duración de su descarga, los ríos se pueden clasificar en:

- a) Corrientes perennes, son las que conducen agua durante todo el año;
- b) Corrientes intermitentes, que transportan agua durante algunas semanas o meses del año;
- c) Corrientes efímeras, que conducen agua únicamente después de algún evento de precipitación; es decir, por un intervalo de horas o días.

6.4.3 Área de la cuenca (A)

Según Villela y Mattos (1975) el área de drenaje de una hoyo es el área plana (proyección horizontal) incluida dentro de la divisoria topográfica, y es un elemento fundamental para el cálculo de las otras características físicas de la cuenca hidrográfica. También se puede interpretar como el área que alimenta el caudal de un río.

6.4.4 Perímetro (P)

Es la línea geográfica que rodea el área de la cuenca. Adquiere su importancia para describir la forma de la cuenca, que a la vez está relacionada con el estudio de crecientes.

6.4.5 Longitud axial (L)

Es la distancia existente entre la desembocadura y el punto extremo (más alto) de la cuenca, tomando como eje el río principal. Este dato es usado en el cálculo de la pendiente del cauce principal y el análisis de forma de la hoya. Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009) la definen como la máxima longitud que va desde el punto de la descarga o salida de la cuenca a su punto más lejano. Este parámetro es importante, ya que da una idea de la forma de la hoya, pues procesos hidrológicos como el escurrimiento superficial responden de manera diferente en una cuenca alargada que a la que se aproxima a una forma circular.

6.4.6 Ancho promedio (B)

Es la relación existente entre el área (A) y la longitud axial (L). Se encuentra relacionado con el análisis de forma de la cuenca. Se calcula mediante la siguiente expresión:

$$B = \frac{A \text{ [km}^2\text{]}}{L \text{ [km]}} \quad [6.1]$$

6.5 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS ADICIONALES DE UNA CUENCA

Entre las características físicas de una cuenca hidrográfica se pueden identificar principalmente aquellas asociadas a la forma, al sistema de drenaje y al relieve de la hoya. A continuación, se describen las más relevantes de dichas características.

6.5.1 Análisis de forma

Existen varios “índices” o “factores de forma” que tratan de representar de una manera cuantitativa la geometría de la cuenca. En términos generales, una cuenca hidrográfica tiene la forma de una hoja, la cual puede ser alargada, redondeada o irregular; dicha forma está relacionada con las facilidades de drenaje superficial de la hoya y, por tanto, con la rapidez con la cual los caudales generados por la lluvia alcanzan la estación localizada en el punto de salida de la corriente de drenaje (Silva 1998).

6.5.2 Coeficiente de forma (CF)

Expresa la relación entre el ancho promedio (B) y la longitud axial (L) de la cuenca. El valor de CF está dado por la ecuación:

$$CF = \frac{A}{L^2} = \frac{B}{L} \quad [6.2]$$

Donde:

- B : Ancho promedio (km)
- A : Área de la cuenca (km²)
- L : Longitud de la cuenca (km)

El factor de forma clasifica la cuenca como casi-redonda, alargada y achatada, con los criterios que se indican a continuación en la Tabla 6.3.

*Tabla 6.3
Clases de forma de la cuenca.*

Valores de CF	Forma de la cuenca	Característica
= 1,0	Casi redonda	Mayor grado de susceptibilidad a crecientes
< 1,0	Alargada	Menor susceptibilidad a la torrencialidad
> 1,0	Achatada	Mediana susceptibilidad a crecientes

Fuente: Adaptado de (Guliarte, 1978, p.p. 28-29).

6.5.3 Índice de compacidad o Índice de Gravelius (K_c)

Se define como el valor resultante de dividir el perímetro de la cuenca por el de un círculo de igual área que de la hoya. El coeficiente de compacidad está relacionado con el tiempo de concentración, y este a su vez relacionado con la susceptibilidad a la torrencialidad que posee la cuenca. Se expresa de la siguiente forma:

$$K_c = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \quad [6.3]$$

Donde:

P : Perímetro de la cuenca (km)

A : Área de la cuenca (km²)

Dicho coeficiente permite clasificar la cuenca y definir sus características tal como se ilustra en la Tabla 6.4.

*Tabla 6.4
Clases de forma de la cuenca hidrográfica.*

Valores de K_c	Forma de la cuenca	Característica
1,0	Redonda	Alta susceptibilidad a crecidas
1,0 a 1,25	Casi redonda a oval redonda	Mayor grado de susceptibilidad a crecidas
1,25 a 1,50	Oval redonda a oval oblonga	Mediana susceptibilidad a la torrencialidad
1,50 a 1,75	Oval oblonga a rectangular oblonga	Menor grado de susceptibilidad a crecidas

Fuente: Adaptado de (Villela y Mattos, 1975, p. 14; Cahuana-Andia y Yugar-Morales, 2009, p. 19)

6.5.4 Altitud (H_m)

Es un factor muy importante que indica el comportamiento del movimiento del agua en una cuenca, además varios de los parámetros climatológicos están relacionados con este parámetro.

La altitud media se calcula con dos procedimientos, que se describen a continuación:

Altitud media, método de la malla.

Consiste en superponer una cuadrícula sobre la cuenca, contar el número de cruces entre la malla y cada curva de nivel y el valor de H_m se calcula usando la siguiente expresión:

$$H_m = \frac{\sum(H_i * N_i)}{NI} \quad [6.4]$$

Donde:

H_i : Altura de la curva de nivel (i) para la cual se halló el número de cruces con la malla.

N_i : Número de cruces de cada curva de nivel (i) con la malla.

NI : Número total de cruces.

Se debe construir una malla, de tal manera que proporcione al menos 50 cruces. ($NI=50$). El trazado de la malla se ilustra en la Figura 6.4.

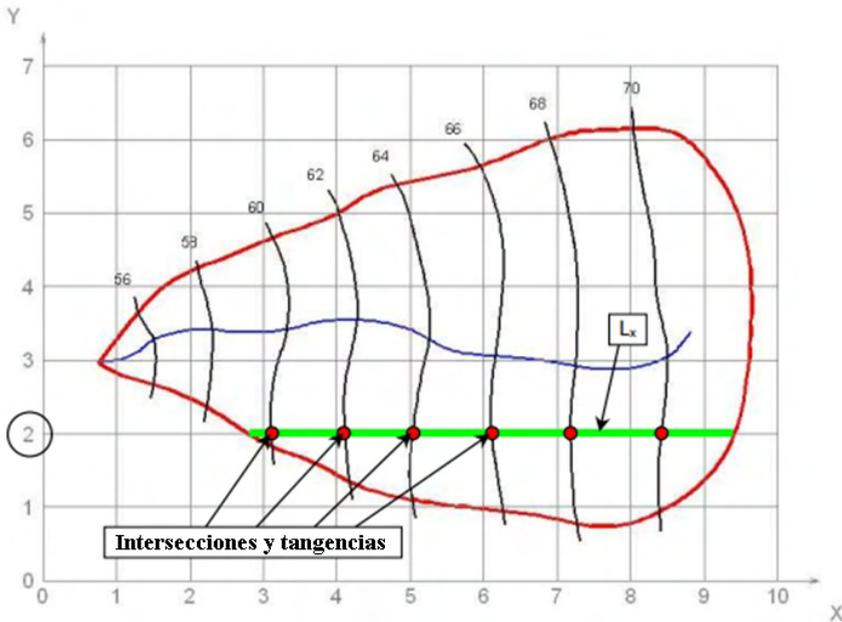


Figura 6.4

Esquema del método de la malla.

Altitud media, método de las áreas. Consiste en medir en el plano topográfico el área abarcada entre áreas sucesivas de curvas de nivel. Una vez medidas todas las superficies se usa la siguiente ecuación:

$$H_m = \frac{\sum \left(\left(\frac{H_i + H_{i+1}}{2} \right) * A_{i,i+1} \right)}{A} \quad [6.5]$$

Donde:

H_i : Altura de la cota inferior

H_{i+1} : Altura de la cota superior

$A_{i,i+1}$: Área entre curva de nivel i y curva de nivel i+1

A : Área total de la cuenca.

6.5.5 Curva hipsométrica

Según Nogueira-Garcez y Acosta-Alvarez (1988), la curva hipsométrica es la curva representativa de las áreas de una cuenca hidrográfica situadas encima (o debajo) de las diversas curvas de nivel. Presenta en las ordenadas las superficies de la cuenca que se localizan por encima de las diferentes altitudes, las cuales se encuentran representadas en las abscisas. De acuerdo con Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), la distribución espacial de la altitud en la cuenca es fundamental para caracterizar su condición morfológica; es decir, para saber qué porcentaje de la cuenca corresponde a zonas de montañas, colinas o pendientes moderadas, así como a planicies.

La curva hipsométrica permite determinar la mediana de la altitud. Dicha curva se construye colocando en el eje de las ordenadas la cota dada como H_i y en el eje de las abscisas el área acumulada hasta la cota respectiva (H_i vs A acumulada). La forma de la curva muestra la proporción del área que existe a diferentes alturas. Las formas de la tierra desarrolladas bajo procesos exógenos (como la erosión) pueden ser manifestadas en cambios de la forma de la curva hipsométrica, este índice es útil al describir la posible evolución del relieve a través del tiempo.

Con base en lo recomendado por Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), para construir la curva hipsométrica se utiliza un mapa con curvas de nivel, en él se marcan subáreas de la cuenca siguiendo las curvas de nivel, por ejemplo de 100 en 100 m; se determinan las áreas parciales de dichos contornos; se determinan las áreas acumuladas, de las porciones de la cuenca; se determina el área acumulada que queda sobre cada altitud del contorno; finalmente, se plotean las altitudes, versus las correspondientes áreas acumuladas que quedan sobre dichas altitudes.

Para calcular H_{md} se ingresa con un valor de $A/2$ en el eje de las abscisas y se halla la altura H_i respectiva, que será la altitud mediana.

A continuación, se presenta un ejemplo numérico relatado por Nogueira y Acosta (1988), cuyos datos se listan en la Tabla 6.5, y que corresponde a la cuenca del río Una, tributario del río Paraíba, localizado en el estado de São Paulo, Brasil.

Tabla 6.5

Distribución de áreas de la cuenca del río Una según su altitud.

Altitud (msnm)	Área (km ²)	Área (%)	Área (% Acumulado)
950	20	5,0	5,0
900	35	4,0	9,0
850	50	3,5	12,5
800	70	5,0	17,5
750	100	7,5	25,0
700	160	15,0	40,0
650	240	20,0	60,0
600	320	20,0	80,0
550	370	12,5	92,5
500	400	7,5	100,0

Fuente: Adaptado de (Nogueira-Garcez y Acosta-Alvarez, 1988, p. 46)

Por su parte, la Figura 6.5 ilustra la distribución porcentual de las áreas de la cuenca en función de sus respectivas altitudes.

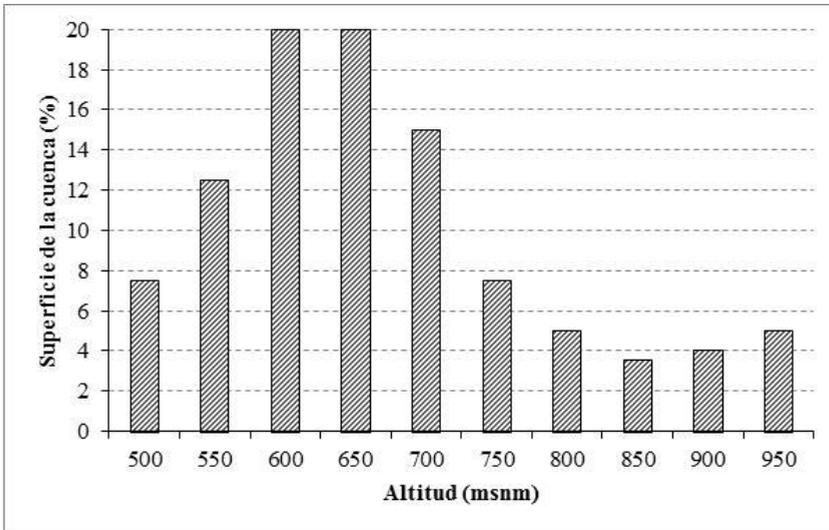


Figura 6.5

Distribución porcentual de áreas de la cuenca del río Una según su altitud.

Fuente: Adaptado de (Nogueira-Garcez y Acosta-Alvarez, 1988, p. 46)

La representación gráfica de la respectiva curva hipsométrica se ilustra a continuación en la Figura 6.6. La elevación graficada corresponde al valor inferior de cada rango.

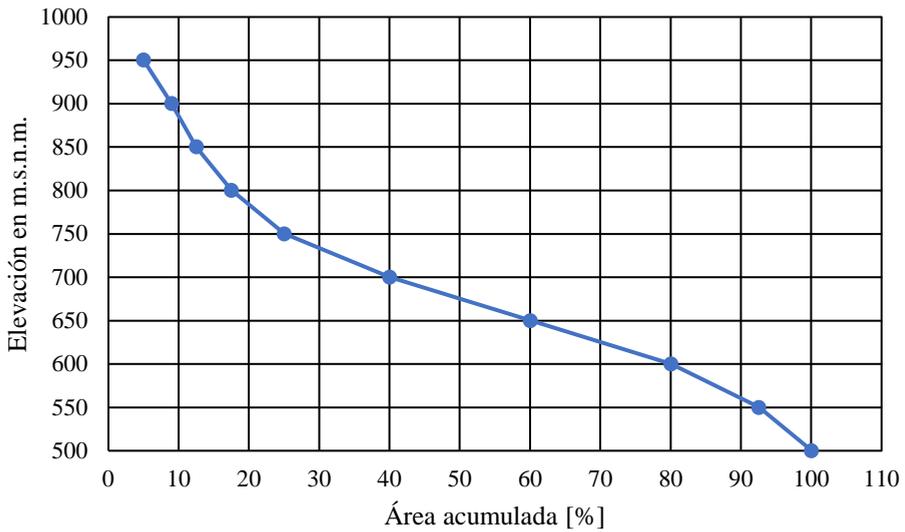


Figura 6.6
 Curva hipsométrica de la cuenca del río Una.

Con base en el anterior ejemplo, la altitud mediana correspondería a 680 msnm (ordenada media de la curva hipsométrica).

Según la curva hipsométrica se puede clasificar la hoya como una cuenca joven o como cuenca vieja, la primera si no existe concavidad hacia arriba de la curva y la segunda si la concavidad de la curva es notable, esto implica que una cuenca joven ha tenido menos procesos de desgaste del relieve. Es de tener en cuenta que sobre algunas hoyas existen depósitos volcánicos recientes, lo que hace que la curva hipsométrica suministre un valor aparente.

Como complemento a lo anterior, Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), a partir de una curva similar a la presentada en la Figura 6.7, con tres curvas hipsométricas correspondientes a tres cuencas hipotéticas con potenciales evolutivos distintos afirman que: La curva superior (A) refleja una cuenca con un gran potencial erosivo; la curva intermedia (B) es característica de una cuenca en equilibrio; y la curva inferior (C) es típica de una cuenca sedimentaria. A partir de lo anterior, se representan las distintas fases de la vida de los ríos: curva A: Cuenca en fase juventud; curva B: Cuenca en fase madurez; curva C: Cuenca en fase de vejez.

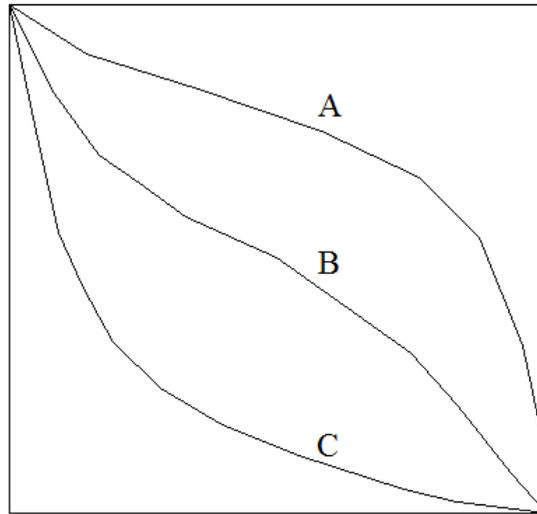


Figura 6.7

Características de las curvas hipsométricas en ciclo erosivo.

Fuente: Adaptado de (Cahuana y Yugar, 2009, p. 28).

Adicionalmente, con base en lo afirmado por Monsalve (1999), se puede considerar que la curva C correspondería a una cuenca con valles profundos y sabanas planas, mientras que la curva A representaría una cuenca con valles extensos y cumbres escarpadas.

6.5.6 Pendiente del cauce (S_0)

La pendiente del cauce juega un papel muy importante en el estudio de caudales de crecientes y procesos aluviales de socavación o depósito. Se calcula por tres métodos a saber:

Pendiente del cauce mediante Relación Altitud-Longitud. Tomando como base la cota en la salida y la cota en lugar con mayor altitud de la divisoria, y el valor de la longitud del cauce principal se calcula el valor de S_0 de la siguiente forma:

$$S_0 = \frac{(H_{\text{divisoria}} - H_{\text{salida}})}{L_{\text{cauce}}} \quad [6.6]$$

Donde:

$H_{\text{divisoria}}$: Altitud de la parte más alta de la divisoria topográfica del cauce (msnm)

H_{salida} : Altitud de la parte más baja del cauce (msnm)

L_{cauce} : Longitud del cauce principal (m)

Pendiente del cauce mediante la Altura Mediana. Se calcula usando la siguiente expresión:

$$S_0 = \frac{2*(H_{md})}{L_{cauce}} \quad [6.7]$$

Donde:

H_{md} : Altura mediana del cauce (msnm)
 L_{cauce} : Longitud del cauce principal (m)

Pendiente del cauce por el método de Taylor. Se calcula el valor de S_0 por medio de la siguiente expresión:

$$S_0 = \left(\frac{L}{\sum \left(\frac{L_i}{\sqrt{S_i}} \right)} \right)^2 \quad [6.8]$$

Donde:

L : Longitud total del cauce (m)
 L_i : Longitud de cada tramo del cauce (m)
 S_i : Pendiente de cada tramo del cauce (m/m)

6.5.7 Pendiente de la ladera (R)

La pendiente de la ladera es importante en el estudio de crecientes ya que tiene influencia directa sobre el tiempo de concentración de la cuenca. Es un índice que representa la pendiente media de las trayectorias que sigue el agua que escurre por las laderas hacia el río. Entre los métodos para su determinación se mencionarán a continuación el de Horton y el de Alvord.

Pendiente de ladera, método de Horton. Como las trayectorias del agua tienen diferentes direcciones que son impuestas por la topografía de la vertiente, el índice de pendiente se estima por un método probabilístico que consiste en trazar sobre un mapa topográfico una cuadrícula, donde la pendiente de la ladera se calcula usando la siguiente ecuación:

$$R = \frac{N*H}{Lm} \quad [6.9]$$

Donde:

- R : Pendiente de la ladera (m/m)
- N : Número total de cruces entre la malla y las curvas de nivel
- H : Diferencia de altitud entre las curvas de nivel consideradas (m)
- Lm: Longitud de la malla en su totalidad dentro de la cuenca, contando líneas verticales y horizontales, (m).

Pendiente de ladera, método de Alvord. El criterio de Alvord analiza la pendiente existente entre curvas de nivel, trabajando con la faja (o franja) definida por las líneas medias que pasan entre curvas de nivel consecutivas como se ilustra en la Figura 6.8.

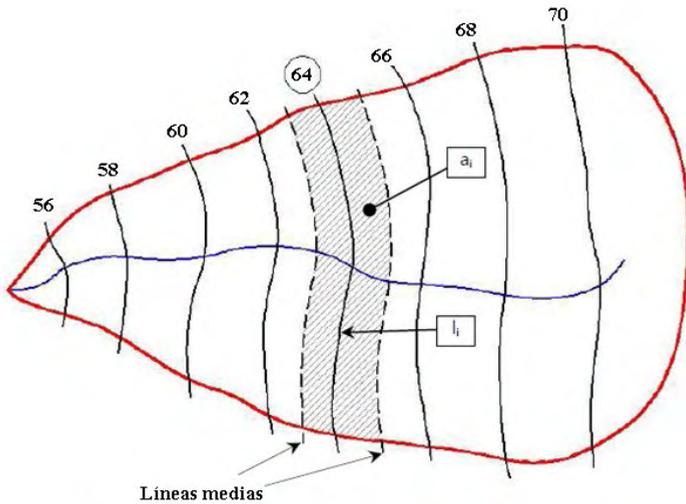


Figura 6.8

Cuenca con curvas de nivel para el cálculo de la pendiente promedio.

Para encontrar la pendiente de una faja de tierra, se tiene:

$$R_i = \frac{D \cdot l_i}{a_i} \quad [6.10]$$

Donde:

- R_i : pendiente de la faja analizada i (km/km)
- D : diferencia de altitud entre las curvas de nivel consideradas (km)
- l_i : longitud de la curva de nivel dentro de la faja considerada en la cuenca (km)
- a_i : área del segmento (faja, o franja) analizada i de la cuenca considerada (km²)

Así la pendiente media de la cuenca (R) será el promedio ponderado de la pendiente de cada faja en relación con su área:

$$R = \sum_{i=1}^n R_i \frac{a_i}{A} \quad [6.11]$$

En la ecuación n es el número de franjas consideradas. Simplificando se tiene:

$$R = \frac{Dl_1}{a_1} \frac{a_1}{A} + \frac{Dl_2}{a_2} \frac{a_2}{A} + \dots + \frac{Dl_n}{a_n} \frac{a_n}{A} = \frac{D}{A} (l_1 + l_2 + l_3 + \dots + l_n) \Rightarrow R = \frac{Dl}{A} \quad [6.12]$$

Donde:

- A : área o tamaño de la cuenca (km²)
- D : diferencia de altitud entre las curvas de nivel consideradas (km)
- L : longitud total de las curvas de nivel dentro de la cuenca (km)
- R : pendiente de la cuenca (km/km).

6.6 CARACTERIZACIÓN RED DE DRENAJE DE LA CUENCA

Según Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), 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. 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 le conoce con el nombre de planicies de inundación.

6.6.1 Número de orden

Una manera de determinar el número de orden de los cauces de una cuenca hidrográfica son los lineamientos dados por Horton y Strahler, quienes proponen los siguientes criterios:

- Los cauces sin afluentes siempre serán de orden uno.
- Después de una intersección de dos o más cauces del mismo orden este se incrementa en una unidad.
- En el cauce formado por la intersección de cauces de diferente orden, se coloca el de número de orden del mayor.
- El valor de número de orden se asigna al segmento del río y no a toda la corriente aguas arriba.

Así, por ejemplo, si se interceptan dos cauces de orden dos (2), el siguiente será de orden tres (3); si se interceptan dos cauces de orden uno y de orden tres el siguiente será de orden tres (3) y así sucesivamente, como puede observarse en la Figura 6.9.

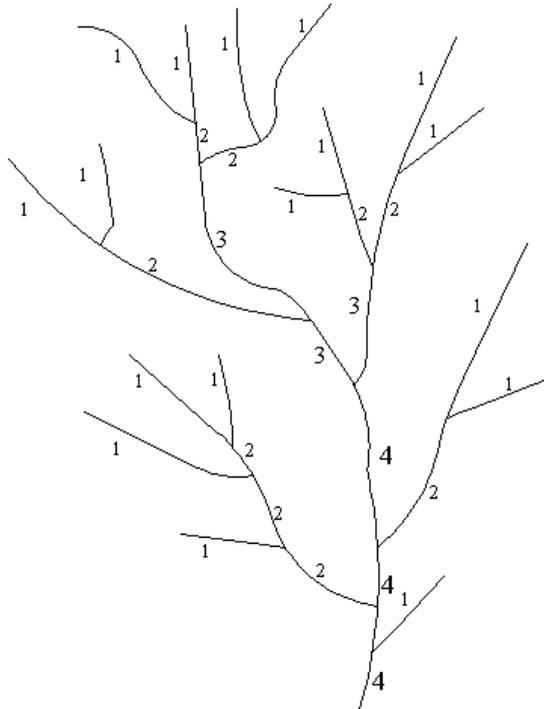


Figura 6.9
Número de Orden de una cuenca hidrográfica.

Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009) manifiestan que el orden de las corrientes se determina a partir del grado de bifurcación de los tributarios así: corriente de orden uno es un tributario sin ramificaciones; corriente de orden dos, solo tiene corrientes de orden uno; dos corrientes de orden uno forma una de orden dos; dos corrientes de orden dos forman una de orden tres; dos corrientes de orden tres forman una de orden cuatro y así sucesivamente.

6.6.2 Relación de bifurcación (Rb)

Esta relación se calcula entre corrientes de número de orden consecutivo (i) y el siguiente (i+1), con la siguiente expresión:

$$Rb = \frac{N_i}{N_{i+1}} \quad [6.13]$$

Donde N es el número de cauces correspondientes a cada número de orden (Guilarte, 1978).

Como el valor de Rb será distinto para cada número de orden, se puede sacar un valor promedio.

6.6.3 Coeficiente de torrencialidad (Ct)

Este coeficiente mide el grado de torrencialidad de la cuenca, mediante la relación del número de cauces de orden uno con respecto al área total de la misma.

$$Ct = \frac{N_1}{A} \quad [6.14]$$

Donde:

N_1 : Número de cauces de orden uno (1,0)

A : Área total de la cuenca (km²)

A mayor magnitud, mayor grado de torrencialidad presenta una cuenca. Para tener un orden de magnitud Ocampo (2012) obtuvo valores de 2,0 para el río Chinchiná, de 1,2 para el río Claro y de 2,5 para el río Guacaica; por tanto, son ríos de tipo torrencial con gran capacidad de transporte de material de fondo y lateral, lo cual puede provocar formación local de depósitos aluviales sobre el cauce y aguas abajo.

6.6.4 Densidad de drenaje (Dd)

El índice de densidad de drenaje indica qué tan separados o próximos están las diferentes corrientes que componen la red hidrográfica de una cuenca y se la podría entender como la longitud de drenaje por unidad de superficie. La densidad de drenaje se calcula usando la siguiente expresión:

$$Dd = \frac{\sum_{i=1}^{N_t} L_i}{A} \quad [6.15]$$

Donde:

N_t : Número de los Talwegs (o canales naturales).

L_i : Longitud total de los Talwegs (canales) (km)

A : Área total de la cuenca (km²).

El valor de Dd sirve para clasificar la cuenca como densamente drenada o pobremente drenada. Si el valor de Dd es próximo a 0,5 km/km², la cuenca

es pobremente drenada y si D_d es próximo a $3,5 \text{ km/km}^2$ es excepcionalmente bien drenada (Monsalve, 1999).

6.7 TIEMPO DE CONCENTRACIÓN DE UNA CUENCA

El tiempo de concentración (t_c) es un parámetro muy importante en el estudio de crecientes de las cuencas, ya que influye directamente sobre el caudal pico de creciente, se considera como una constante de la cuenca y depende de las características fisiográficas de la vertiente, de la cobertura vegetal y del uso de la tierra.

Según Monsalve (1999), el tiempo de concentración se puede definir como el tiempo que gasta una gota de lluvia para moverse desde la parte más lejana de la cuenca hasta el desagüe, ocurriendo en este momento la mayor concentración de agua en el cauce, puesto que están llegando de manera simultánea gotas de lluvia de todos los puntos de la cuenca.

6.7.1 Tiempo de concentración en zonas rurales

Teniendo en cuenta que el tiempo de concentración depende de la cobertura, existen métodos de cálculo específicos para zonas rurales.

Uso de trazadores.

Es posible inyectar un trazador radiactivo en la divisoria de aguas de la cuenca, cuando se produzca una lluvia intensa y medir el tiempo que tarda el agua en llegar al punto donde se necesita saber el tiempo de concentración. Este método es factible de aplicar en áreas pequeñas, para áreas grandes es sumamente difícil.

Uso de ecuaciones.

A partir de las características de las cuencas hidrográficas se puede determinar los tiempos de concentración con base en diferentes ecuaciones, entre las cuales se encuentran las que se describen a continuación:

Ecuación de Kirpich.

En esta expresión, que de acuerdo con Salimi et al. (2017) fue desarrollada para pequeñas cuencas de drenaje en Tennessee y Pennsylvania, con áreas de 0,40 a 45,3 ha, el valor de t_c se calcula con la siguiente expresión:

$$t_c = 0,0078 * \left(\frac{L}{\sqrt{S_0}} \right)^{0,77} \quad [6.16]$$

Donde:

t_c : Tiempo de concentración (minutos)

L : Longitud del cauce (pies)

S_0 : Pendiente del cauce por el método de Taylor (m/m)

Ecuación de Bransby-William. El valor de t_c se calcula con la fórmula:

$$t_c = 21,3 * L * A^{-0,10} * S_0^{-0,20} \quad [6.17.1]$$

Donde:

t_c : Tiempo de concentración (min)

L : Longitud del cauce (millas)

S_0 : Pendiente del cauce (m/m)

A : Área de la cuenca (millas²)

Según Almeida et al. (2014, también puede aplicarse la ecuación:

$$t_c = 0,605 \frac{L}{(100S)^{0,2} A^{0,1}} \quad [6.17.2]$$

Donde:

t_c : Tiempo de concentración (h)

L : Longitud del cauce (km)

S : Pendiente del cauce (m/m)

A : Área de la cuenca (km²)

Ecuación de Hathaway.

En esta fórmula, cuyo uso de acuerdo con Salimi et al. (2017) se recomienda para áreas menores o iguales a 4,05 ha, el valor de t_c se calcula con la ecuación:

$$t_c = 36,36 \frac{(Ln)^{0,467}}{S_0^{0,234}} \quad [6.18]$$

Donde:

t_c : Tiempo de concentración (min)

L : Longitud del cauce principal (km)

S_0 : Pendiente del cauce (m/m)

n : Factor de rugosidad

El valor de n varía según la cobertura, así:

- Superficie uniforme con suelo impermeable ($n = 0,02$),
- Superficie uniforme con suelo desnudo suelto ($n = 0,10$),
- Superficie con suelo pobre con hierba, con cosechas en hileras o moderadamente rugoso o desnudo ($n = 0,2$),
- Superficie con pastos ($n = 0,4$),
- Superficie con bosques maderables desarrollados ($n = 0,6$),
- Superficie con bosques maderables de coníferas o bosques maderables desarrollados con una capa profunda de humus vegetal o pastos ($n = 0,8$).

Ecuación de SCS - Ranser.

Según República de Colombia-INVIAS (2009), la expresión para determinar el tiempo de concentración es:

$$tc = 0,947 * \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0,385} \quad [6.19]$$

Donde:

tc : Tiempo de concentración (h)

L : Longitud de la cuenca (km)

H : Diferencia de cotas entre puntos extremos de la corriente principal (m)

Ecuación de California Highways and Public Works. La ecuación respectiva, según Grimaldi et al. (2012) es:

$$tc = 60 * \left(\frac{11,9 * L^3}{H} \right)^{0,385} \quad [6.20]$$

Donde:

tc : Tiempo de concentración (min)

L : Máxima distancia entre la divisoria de la cuenca y su salida (millas)

H : Máxima diferencia de nivel entre la divisoria y el punto de descarga de la cuenca (pies).

Ecuación de Témez. La expresión correspondiente, según República de Colombia-INVIAS (2009) es:

$$t_c = 0,30 * \left(\frac{L}{S^{0,25}} \right)^{0,76} \quad [6.21]$$

Donde:

tc : Tiempo de concentración (h)
L : Longitud del cauce principal (km)
S : Pendiente total del cauce principal (%)

Ecuación de Giandiotti. La ecuación de Giandiotti, que de acuerdo con Salimi et al. (2017) es aplicable para pequeñas cuencas agrícolas es, según República de Colombia-INVIAS (2009):

$$t_c = \frac{4*A^{0,5} + 1,50*L}{25,3*(L*S)^{0,5}} \quad [6.22]$$

Donde:

tc : Tiempo de concentración (h)
A : Área de la cuenca (km²)
L : Longitud del cauce principal (km)
S : Pendiente del cauce principal (m/m)

Ecuación de Chow. Según Brasil-DNIT (2015), la expresión de Ven Te Chow es:

$$t_c = 25,2 * \left(\frac{L}{S^{0,5}} \right)^{0,64} \quad [6.23]$$

Donde:

tc : Tiempo de concentración (min)
L : Longitud del cauce principal (km)
S : Pendiente total del cauce principal (%)

Continuando con el desarrollo de la ecuación del Método Racional es importante comentar aspectos asociados a la intensidad de la precipitación, asunto que se desarrolla en el siguiente ítem.

Otras ecuaciones de tiempos de concentración que, de acuerdo con Ocampo (2012), se han usado en proyectos prácticos con buenos resultados, se muestran a continuación en la Tabla 6.6.

Tabla 6.6
Ecuaciones adicionales para cálculo del tiempo de concentración t_c .

Método	Ecuación	Símbolos y unidades			Ec.
Bureau of Reclamation	$t_c = \left[0,886 \frac{L^3_{cauce}}{H} \right]^{0,385}$	t_c :	Tiempo de concentración	(h)	[6.24]
		L_{cauce} :	Longitud del cauce	(m)	
		H:	Ancho promedio	(km)	
California U.S.B.R.	$t_c = \left[0,66 \frac{L}{\sqrt{S}} \right]^{0,77}$	t_c :	Tiempo de concentración	(h)	[6.25]
		L:	Longitud del cauce principal	(km)	
		S:	Pendiente promedio del cauce principal	(m/m)	
Clark (1945)	$t_c = \left[0,335 \frac{A}{S^{0,5}} \right]^{0,593}$	t_c :	Tiempo de concentración	(h)	[6.26]
		S:	Pendiente del cauce	(m/m)	
		A:	Área de la cuenca	(km ²)	
Guaire	$t_c = 0,355 \frac{A^{0,595}}{S_{cuenca}^{0,298}}$	t_c :	Tiempo de concentración	(h)	[6.27]
		S_{cuenca} :	Pendiente de la cuenca	(m/km)	
		A:	Área de la cuenca	(km ²)	
		S_{cauce} :	Pendiente del cauce	(m/m)	
		A:	Área de la cuenca	(km ²)	

Método	Ecuación		Unidades		Ec.
Ruiz (1988)	$t_c = 4,94559A^{0,192}S_{cuenca}^{-0,445}S_{cauce}^{0,192}$	tc:	Tiempo de concentración	(h)	[6.28]
		S _{cuenca} :	Pendiente de la cuenca	(%)	
		S _{cauce} :	Pendiente del cauce	(m/m)	
		A:	Área de la cuenca	(km ²)	
Valencia y Zuluaga (1991)	$t_c = 1,7694A^{0,325}L^{-0,096}S_0^{-0,29}$	tc:	Tiempo de concentración	(h)	[6.29]
		A:	Área de la cuenca	(km ²)	
		L:	Longitud del curso de agua	(km)	
		So:	Pendiente	(%)	

Fuente: Adaptada de (Ocampo, 2012, p. 79).

Cuando se usa varias ecuaciones para el cálculo del tc, estas producen resultados variados. Para descartar valores fuera de los valores normales (outlier) se utiliza un análisis de estadística descriptiva denominado Box plot (diagrama de cajas y bigotes); en el Anexo 6.A se incluye esta metodología. Se considera apropiado incluir al menos cinco estimaciones diferentes (Chow et al., 1988). Según Ocampo (2012) la ecuación de Clark de la Tabla 6.6 es apropiada para el cálculo del tiempo de concentración medio.

6.7.2 Tiempo de concentración en zonas urbanas

Como las condiciones de cobertura son diferentes en la zona urbana, caracterizadas por áreas cubiertas con baja permeabilidad, existen métodos de cálculo específicos para dicho tipo de áreas. Algunas de las ecuaciones más comunes se presentan a continuación.

Ecuación de la Federal Aviation Administration (FAA). Desarrollada a partir de información recopilada de drenaje de aeropuertos por el U. S. Army Corps of Engineers, el método tiene como finalidad ser utilizado en problemas de drenaje de aeropuertos, pero ha sido frecuentemente usado para flujo superficial en cuencas urbanas. El valor del tiempo de concentración se calcula con la expresión:

$$tc = 1,8*(1,1 - C)*S_0^{1/3} * \sqrt{L} \quad [6.30a]$$

Donde:

- t_c : Tiempo de concentración (min)
L : Longitud del cauce principal (pies)
 S_0 : Pendiente del cauce (%)
C : Coeficiente de escorrentía del método racional

El valor de C varía según la cobertura, así:

- Zonas comerciales (C = 0,9),
- Desarrollos residenciales con casas contiguas y predominio de zonas duras (C = 0,75),
- Desarrollos residenciales multifamiliares con bloques contiguos y zonas duras entre ellos (C = 0,75),
- Desarrollos residenciales unifamiliares con casas contiguas y predominio de jardines (C = 0,55),
- Desarrollos residenciales con casas rodeadas de jardines o multifamiliares apreciablemente separadas (C = 0,45),
- Áreas residenciales con predominio de zonas verdes y cementerios tipo jardines (C = 0,30)
- Laderas desprovistas de vegetación (C = 0,60),
- Laderas provistas de vegetación (C = 0,30).

De acuerdo con Almeida et al. (2014), también se puede utilizar la fórmula:

$$t_c = 0,3788(1,1 - C)^{0,5} S^{-0,333} [6.30b]$$

Donde:

- t_c : Tiempo de concentración (h)
L : Longitud del cauce principal (km)
 S_0 : Pendiente del cauce (m/m)
C : Coeficiente de escorrentía del método racional

Ecuación de Kerby. El valor de t_c se calcula con la siguiente expresión.

$$t_c = 1,44 \cdot \left(\frac{L \cdot m}{\sqrt{S_0}} \right)^{0,467} \quad [6.31]$$

Donde:

t_c : Tiempo de concentración (min)
 L : Longitud del cauce principal (m)
 S_0 : Pendiente del cauce (m/m)

El valor de m varía según la cobertura así:

- Tipo de superficie impermeable ($m = 0,02$),
- Suelo sin cobertura, compacto y liso ($m = 0,10$),
- Superficie sin cobertura moderadamente rugosa ($m = 0,20$),
- Pastos ($m = 0,30$),
- Terrenos arborizados ($m = 0,70$),
- Pastos densos ($m = 0,80$).

Ecuación del Soil Conservation Service (SCS). El valor de t_c se calcula con la ecuación.

$$t_c = \left(\frac{L}{a \cdot \sqrt{S}} \right) \quad [6.32]$$

Donde:

t_c : Tiempo de concentración (min)
 L : Longitud del cauce principal (m),
 S : Pendiente del cauce (m/m),

- El valor de a varía según la cobertura así:
- Tipo de bosque con sotobosque denso ($a = 0,70$),
- Pastos y patios ($a = 2,00$),
- Áreas cultivadas en surcos ($a = 2,70$),
- Suelos sin cobertura ($a = 3,15$),
- Áreas pavimentadas y tramos iniciales de quebradas ($a = 6,5$).

A continuación, a manera de ejemplo, en la Tabla 6.7 se ilustran los valores de los parámetros geomorfométricos calculados para las cuencas pertenecientes a la parte alta del río Pasto.

Tabla 6.7

Resumen de parámetros morfométricos para las cuencas de la parte alta del Río Pasto

Subcuenca	A	P	L	B	CF	Kc	S0	R Alvord	R Horton	tc Kirpich
	[km ²]	[m]	[km]	[km]	[-]	[-]	[m/m]	[m/m]	[m/m]	[min]
Río Pasto (parte alta)	56,40	35142	12,30	4,586	0,37	1,32	0,0470	0,3468	0,3632	89,1
Dolores	28,52	25966	8,53	3,344	0,39	1,37	0,0516	0,2989	0,2960	64,8
Quiche	23,32	25872	7,80	2,991	0,38	1,51	0,0865	0,2207	0,2314	49,6
Miraflores	76,67	44364	20,64	3,715	0,18	1,4 3	0,0344	0,2213	0,2448	149,6
Río Pasto	184,90	74797	20,64	8,958	0,43	1,55	0,0549	0,2715	0,2893	125,0

6.8 ANÁLISIS DE LAS CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS DE LAS CUENCAS

Se debe hacer un análisis teniendo en cuenta las características que presenta cada cuenca según los parámetros morfométricos y el análisis de la red de drenaje.

Se puede concluir sobre la susceptibilidad a la torrencialidad según el índice de compacidad; sobre la susceptibilidad a la erosión según la red de drenaje densa, sobre la capacidad para producir agua para proyectos de riego, abastecimiento, entre otros.

Teniendo en cuenta el relieve, las cuencas pueden poseer un relieve accidentado a muy fuerte, estas pendientes elevadas las hace más susceptibles a la erosión y deslizamientos de tierra con características de presentar mediana a alta erosividad. Considerando la relación de bifurcación entre un rango estipulado, cuál es el grado de escurrimiento permisible y cuál es la potencialidad a la erosión.

6.9 ANEXO: VERIFICACIÓN DE OUTLIERS

Los Outliers o “valores atípicos” se determinan usando un diagrama de caja o de bigotes (box and whisker plot). Al graficar los valores en función del orden de medición, como lo ilustra la Figura 6.10, se puede observar algunos datos alejados del conjunto formado por la mayoría, a simple vista pareciera que existen dos datos como posibles “outliers”, pero esto no es

suficiente para tomar la decisión de aceptarlos o rechazarlos, para ello se recurre al método de Box Plot.

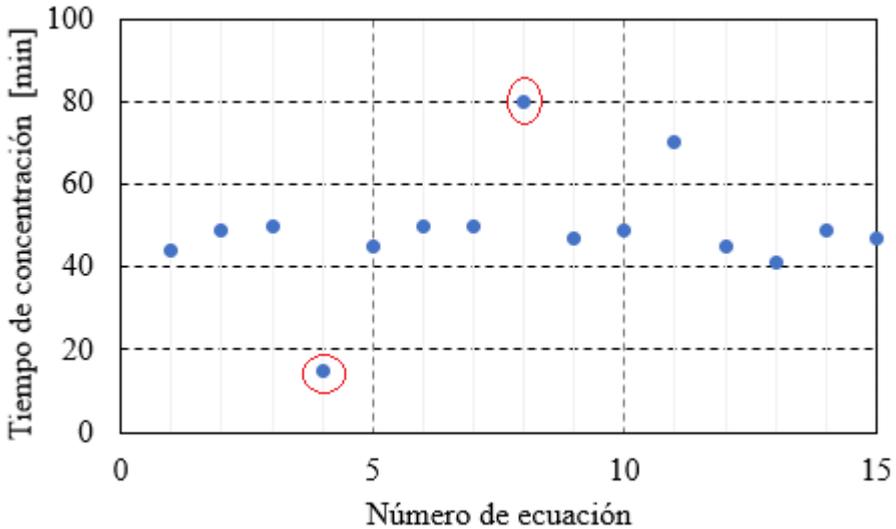


Figura 6.10
Representación gráfica de datos.

El procedimiento a seguir es:

- 1.- Obtener el conjunto de datos
- 2.- Ordenar el conjunto de datos de menor a mayor
- 3.- Calcular la mediana de todos los datos, interpolando en la posición $n/2$ y $(n/2+1)$, si n es par; y en la posición $(n+1)/2$ si n es impar, n es el número de datos del conjunto.
- 4.- Calcular los cuartiles Q25%, Q50% y Q75%. (Los cuartiles son los tres elementos de un conjunto de datos ordenados que dividen el conjunto en cuatro partes iguales).

Para el Q25% se divide el grupo de datos en la mitad inferior hasta la posición de la mediana ya encontrada, y se aplica el concepto de la mediana a este grupo. Para el Q75% se divide el grupo de datos en la mitad superior contados desde la posición inmediatamente mayor al de la mediana ya encontrada, y se aplica el concepto de la mediana a este grupo. Para el Q50%, este es igual al valor de la mediana de todos los datos.

Hidrología Básica

Para hallar los cuartiles antes mencionados existen varios métodos como el de Tukey, Moore y McCabe, Mnedenhall y Sincich, Freund y Perles, los cuales producen valores ligeramente diferentes.

5.- Se encuentra el Rango Inter Cuartílico (RIC) como la diferencia entre Q25% y Q75%.

6.- Se calculan los límites para los bigotes:

- Límite Interno Inferior (LII) = el Q25% -1,5(RIC)
- Límite Interno Superior (LIS) = el Q75% +1,5(RIC)

7.- Se encuentra los valores adyacentes inferior y superior:

- Valor Adyacentes Inferior (VAI) = Valor más cercano, mayor o igual al LII
- Valor Adyacentes Superior (VAS) = Valor más cercano, menor o igual al LIS
- La posición en orden de estos valores es la siguiente.
- (LII)
- (VAI)
- (VAS)
- (LIS)

8.- Se determina la existencia de outliers.

- Si VAI = MIN y VAS=MAX → NO hay outliers.
- Los datos deben estar en este rango (VAI-VAS), incluyendo los extremos, para que no existan outliers.
- (VAI)
- No existe outliers
- (VAS)

9.- Se calculan los límites para los outliers MODERADOS Y SEVEROS.

Límite Externo Inferior (LEI) = el Q25% - 3,0(RIC)

Límite Externo Superior (LES) = el Q75% + 3,0(RIC)

10.- Se determina los outliers MODERADOS, se encuentran entre LEI y el VAI y también entre el VAS y el LES.

- (LEI)
- (Outliers moderados)
- (VAI)
- No existe outliers
- (VAS)

Hidrología Básica

- (Outliers moderados)
- (LES)

11.- Se determina los outliers SEVEROS, Son menores al LEI y mayores al LES

- (Outliers severos)
- (LEI)
- (Outliers moderados)
- (VAI)
- No existe outliers
- (VAS)
- (Outliers moderados)
- (LES)
- (Outliers severos)

Ejemplo 6.9.1. Determinar si existen valores atípicos en el siguiente grupo de datos:

778	248	167	94	76	74	70	63	355	200	94	88	75	74	68
-----	-----	-----	----	----	----	----	----	-----	-----	----	----	----	----	----

Solución:

Se procede según lo indicado anteriormente, usando una tabla de cálculo como se muestra en la Figura 6.11. Para los cuartiles se usa el método de Tukey.

No	DATOS	No	DATOS ORDENADOS	CUARTILES	RIC	LEI= -304 LII= -115	VAI y VAS		
1	778	1	63				63		
2	355	2	68						
3	248	3	70						
4	200	4	74 → 25% → 74						
5	167	5	74						
6	94	6	75						
7	94	7	76						
8	88	8	88 → 50% → 88		126				
9	76	9	94						
10	75	10	94						
11	74	11	167						
12	74	12	200 → 75% → 200						
13	70	13	248						
14	68	14	355			LIS= 389	355		
15	63	15	778			LES= 578			

RIC= Rango InterCuartilico
 LEI= Limite Externo Inferior
 LII= Limite interno Inferior
 VAI= Valor más cercano, mayor o igual al LII

VAS= Valor más cercano, menor o igual al LIS
 LIS= Limite interno Superior
 LES= Limite Externo Superior

los datos deben estar en este rango, incluso los extremos, para que no existan outliers

Si VAI = MIN y VAS=MAX
 ⇒ NO hay outliers
 de lo contrario SI hay Outliers

Figura 6.11

Ilustración sobre la tabla de cálculo de los Outliers del Ejemplo 6.9.1.

Los valores calculados se muestran gráficamente en la Figura 6.12

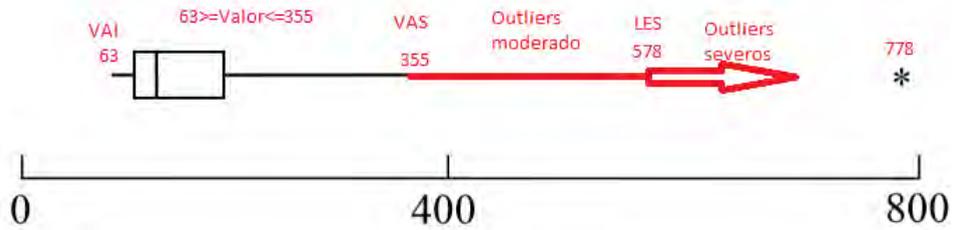


Figura 6.12

Representación gráfica de la caja de bigotes del ejemplo.

Caja

1. Cuando el valor de la mediana se localiza en el centro de la caja se tiene que la distribución es simétrica y coincidirán tanto la media, mediana como la moda.
2. Cuando la mediana divide la caja en dos lados desiguales se puede tener:
 - a. La asimetría positiva o asimetría segada a la derecha, se presenta cuando la parte más larga de la caja es la parte superior a la mediana. En este caso los datos se concentran en la parte inferior de la distribución. El valor de la media suele ser mayor que el de la mediana.
 - b. Asimetría negativa o asimetría sesgada a la izquierda, se presenta cuando la parte más larga es la inferior a la mediana. En este caso los datos se concentran en la parte superior de la distribución. El valor de la media suele ser menor que el valor de la mediana.

Observación:

El hecho que un lado de la caja sea más largo que otro no quiere decir que dicho lado contenga más datos; indica que se trata de un rango más amplio, puesto que los datos estarán más dispersos. Un rango menos amplio, indica que los datos se encuentran más próximos.

Bigotes:

La continuación de dos segmentos lineales en la caja recibe el nombre de bigotes (whisker), el cual determina el límite para la detección de los valores atípicos.

Hidrología Básica

Los bigotes deben tener una longitud máxima, la cual no debe ser superior al 150% del rango intercuartílico.

Debe haber un límite superior (punto 355 del ejemplo), que no podrá superar en 1,5 veces el Rango Inter Cuartílico; si el valor máximo no supera esa cantidad, la longitud del bigote será desde el tercer cuartil hasta el valor máximo.

Debe haber un límite inferior (punto 63 del ejemplo), que no podrá superar 1,5 veces el Rango Inter Cuartílico, si el valor mínimo no supera ese valor, la longitud del bigote será desde el primer cuartil hasta el valor mínimo (63).

7 **PROBABILIDAD Y ESTADÍSTICA EN HIDROLOGÍA**

7.1 GENERALIDADES

En términos generales se usa la probabilidad y estadística en hidrología, para realizar análisis de frecuencias, las cuales permiten obtener variables de diseño asociadas a un periodo de retorno dados, a partir de datos medidos de dichas variables, con la desventaja de que se necesita tener una estación de medición de la variable de interés en las cercanías de donde se vaya a construir una determinada obra.

De acuerdo con Lanna (1993), los procesos hidrológicos son aleatorios. Eso significa que sus realizaciones no pueden ser conocidas. Por ejemplo, no es posible saber cuál es la evolución de los valores de temperatura, viento, insolación, precipitación, evaporación, o del caudal en determinada sección fluvial, a lo largo del tiempo o del espacio. Dicha situación establece una dificultad básica en la planeación de las actividades humanas, pues las mismas están vinculadas a esos procesos. Frente a ello, desde el instante en que el ser humano buscó planear sus emprendimientos se preocupó por establecer instrumentos para el tratamiento de la aleatoriedad. De dicha preocupación surgieron dos disciplinas relacionadas con la teoría de las probabilidades y con la estadística.

Entre los eventos hidrológicos que pueden ser analizados a partir del uso de la probabilidad y la estadística son: series de datos históricos de caudales y precipitaciones, eventos secuenciales (por ejemplo, caudales medios y lluvias totales) y eventos extremos, (por ejemplo, los aguaceros o tormentas y los caudales de crecientes).

Según Monsalve (1999), el análisis de frecuencias es un procedimiento para estimar la frecuencia de ocurrencia o probabilidad de ocurrencia de eventos pasados o futuros. De este modo, la representación gráfica de la probabilidad, con o sin suposiciones de distribuciones de probabilidad, es un método de análisis de frecuencias.

El mismo autor manifiesta que el análisis de frecuencias de datos hidrológicos requiere que los datos sean homogéneos e independientes. La restricción de homogeneidad asegura que todas las observaciones provengan de la misma población (por ejemplo, que la estación hidrométrica en un río no haya sido movida, que la hoya hidrográfica no se haya urbanizado o que no se hayan colocado estructuras hidráulicas sobre la corriente principal o sus más importantes tributarios). La restricción de

independencia asegura que un evento hidrológico, tal como una gran tormenta aislada, no entre al conjunto de datos más de una vez. Por ejemplo, un sistema de tormenta aislado puede producir dos o más grandes picos de escorrentía y solo uno de ellos (el más grande) deberá entrar al conjunto de datos. Adicionalmente, para la predicción de la frecuencia de eventos futuros, la restricción de homogeneidad requiere que los datos sean representativos de caudales futuros (por ejemplo, que no habrá nuevas estructuras hidráulicas, desviaciones, cambios en el uso de tierra, etc., en el caso de datos de caudal).

De acuerdo con Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), en los estudios hidrológicos se cuenta con datos recopilados de un periodo disponible, si esta información es organizada y se analiza adecuadamente proporciona una herramienta muy útil para tomar decisiones sobre el diseño de estructuras hidráulicas y responder a dudas y parámetros de diseño. En el análisis hidrológico se utilizan los conceptos de probabilidades y estadística porque generalmente se cuenta con escasa información, y porque casi todos los fenómenos hidrológicos tienen una alta aleatoriedad.

De acuerdo con Silva (1998), se requiere del orden de 30 años de información para obtener un buen registro de los eventos hidrológicos.

7.2 TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE DATOS DE LAS SERIES

Una importante manera de representación de una variable aleatoria se realiza a través de valores numéricos que cuantifican las características más relevantes de la forma de su distribución de frecuencias.

Para estimar los parámetros de la población, que en este caso está representada por el régimen de precipitaciones o caudales, se hace a partir de los estadísticos de la muestra, o serie histórica, dentro de los límites de confianza, que dependen de la confiabilidad de dicha serie (Silva, 1998). Los estadísticos de interés de la muestra para estimar los parámetros de la población (se llamarán parámetros), son: la media o promedio, la desviación estándar, el coeficiente de asimetría y el coeficiente de correlación entre términos consecutivos; estos se llamarán valores estimados o estimadores.

7.3 MEDIDAS DE TENDENCIA CENTRAL

Son características que están relacionadas con la parte central de un histograma de frecuencias. A veces existe una tendencia de que el número de ocurrencias sea mayor en la parte central, significando que la variable aleatoria suele ocurrir con mayor frecuencia en los intervalos centrales

(República de Colombia-INVIAS, 2009). Los parámetros estadísticos que la representan son:

7.3.1 Media aritmética

También conocida como promedio aritmético, se calcula por medio de la ecuación:

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} \quad [7.1]$$

Donde:

x_i : Son los valores de la serie histórica, $i = 1, 2, \dots, n$; representa periodos consecutivos, que pueden ser días, meses o años.

N : Número de valores, o sea, el tamaño de la muestra.

Ejemplo 7.1

Encuentre la media del conjunto {2, 5, 5, 6, 8, 8, 9, 11}.

Hay 8 números en el conjunto. Al sumarlos resulta 54, luego se divide entre 8, obteniéndose una media de 6,75.

Para la población la media corresponde al valor esperado $u_x = \bar{x}$.

7.3.2 Moda

Es el valor representativo del intervalo de clase, donde la frecuencia de ocurrencia es máxima, una notación comúnmente utilizada es mo . La moda es el valor que más se repite en un conjunto de datos. El dimensionamiento de los intervalos de clase afecta el valor de la moda en una distribución empírica de frecuencias.

Ejemplo 7.2

Si se tienen los valores 6, 2, 3, 4, 8, 7, 4, 9, 5, 2, 4, 3 se procede de la siguiente manera:

- Se ordenan de menor a mayor 2, 2, 3, 3, 4, 4, 4, 5, 6, 7, 8, 9; se identifica el valor que más se repite, en este caso la moda es el 4.
- Si hay dos números que se repiten igual número de veces es bimodal (2, 3, 5, 5, 6, 7, 8, 8; la moda son 5 y 8), si son tres o más es multimodal (2, 3, 5, 5, 6, 7, 8, 8, 1, 1; la moda son 5, 8 y 1).

- Si no se repiten números en el grupo de datos es amodal como en el siguiente conjunto (8, 6, 2, 3, 4).

7.3.3 Mediana

Corresponde al valor que es superado (y no superado) por 50% de las ocurrencias. En un histograma de frecuencias sería el valor que determinaría áreas iguales a la derecha y hacia la izquierda; una notación comúnmente utilizada es md.

Los pasos para sacar la mediana son:

- 1- Ordenar todos los valores de la serie del más pequeño al más grande.
- 2- Encontrar el valor de la serie del medio del conjunto.

Si se tiene una cantidad impar: tachar el número al final de la izquierda, después el primero a la derecha, y repetir el proceso hasta quedar con un número, que será la mediana.

Ejemplo 7.3

Si se tienen los valores: 9, 5, 4, 2, 7, se procede de la siguiente manera:

- Se ordenan de manera ascendente 2, 4, 5, 7, 9. El elemento de en medio es el 5, ya que se encuentra dos valores por encima y dos valores por debajo.
- Si se tiene una cantidad par, al final se quedará con dos números en el centro. Se debe sumar tales números y dividirlos entre 2 para obtener la mediana.

Ejemplo 7.4

Si se tienen los valores 9, 5, 4, 2:

Se ordenan de manera ascendente: 2, 4, 5, 9. En este caso se toman los dos valores centrales 5 y 4, la mediana es el promedio de ambos: $9/2 = 4,5$.

7.4 VARIABILIDAD EN TORNO A LA MEDIA

Es importante, en el análisis de series de datos, contar con un parámetro numérico para medir la variabilidad de los datos en relación con el valor promedio, dicho parámetro puede ser representado por la desviación típica o por la varianza.

7.4.1 Varianza

Para una población se calcula por medio de la ecuación:

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^2}{n} = \overline{x_i^2} - \bar{x}^2 \quad [7.2]$$

Por el desarrollo del término cuadrático se obtiene la estimativa de la varianza como la diferencia entre el promedio de los cuadrados de la variable y el cuadrado de la media.

Para evitar el problema de estimativas con muestras pequeñas se suele usar una corrección para la varianza en que el denominador n es sustituido por $n-1$ resultando en la ecuación:

$$s^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^2}{n-1} \quad [7.3]$$

7.4.2 Desviación típica o estándar, s

Es la raíz cuadrada de la varianza s^2 . Con esta cantidad se verifica que cuanto mayor sea la desviación típica o la varianza, mayor será el alejamiento de la variable en torno al valor promedio.

7.5 ASIMETRÍA

Una distribución simétrica es aquella que presenta simetría en relación con un eje vertical que pasa por el valor modal, o sea, el valor con mayor frecuencia (eso sería lo mismo que decir que un lado de la distribución es una imagen de espejo del otro). En esta situación la media, la mediana y la moda son iguales. Hay dos tipos de asimetría, en el caso de la asimetría positiva existe una mayor concentración de frecuencias a la izquierda de histogramas de frecuencias simples; en el caso de la asimetría negativa ocurre una mayor concentración de frecuencias a la derecha del histograma de frecuencias simples.

Existen algunos parámetros para cuantificar la asimetría, los cuales se presentan a continuación. Cuando mayor sea la asimetría (o mayor la diferencia entre los dos lados de la distribución), mayor será el valor de tales parámetros.

7.5.1 Asimetría

Para una población se calcula por medio de la ecuación:

$$a_a = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^3}{n} \quad [7.4]$$

Para evitar problemas en la estimación de la asimetría de la población con muestras pequeñas aa puede ser corregido como lo indica la siguiente expresión:

$$a_a = \frac{n^2}{[(n-1)(n-2)]} \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^3}{n} \quad [7.5]$$

7.5.2 Coeficiente de asimetría

Se calcula a través de la ecuación:

$$C_s = \frac{a_a}{s^3} \quad [7.6]$$

El coeficiente de asimetría es igual a la asimetría adimensionalizada por el cubo de la desviación típica. La asimetría, aa, puede ser común o corregida. Adoptando las anteriores alteraciones del coeficiente de asimetría, se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - u_x)^3}{s^3} \quad [7.7]$$

7.5.3 Coeficiente de asimetría de Pearson

Se trata de una medida poco usada de asimetría, la cual se calcula a través de la ecuación:

$$a_p = \frac{(\bar{x} - \text{moda})}{\text{mediana}} \quad [7.8]$$

7.6 RELACIÓN ENTRE DOS VARIABLES

La expresión numérica de la relación entre dos variables requiere un coeficiente cuyo valor atribuya una nota a la calidad del ajuste a una tendencia. Algunas de las alternativas disponibles se presentan a continuación:

7.6.1 Covarianza de la muestra

El coeficiente se calcula por medio de la ecuación:

$$s_{xy} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \cdot y_i - \bar{x} \cdot \bar{y} \quad [7.9]$$

Cuanto mayor sea el valor del coeficiente, mayor será la tendencia de que valores altos de la variable X estén relacionados con valores altos de la variable Y. Cuanto menor (negativo), más valores altos de X (o de Y) se relacionan con valores bajos de X (o de Y). El problema de dicho coeficiente es que el mismo no se presta para comparaciones, pues es característica de las variables consideradas.

Para establecer un coeficiente que permita una apreciación relativa del ajuste de la relación entre dos variables a una tendencia, se divide la covarianza por el producto entre las desviaciones típicas de cada variable, resultando en el coeficiente de correlación.

7.6.2 Coeficiente de correlación

Dicho coeficiente se calcula mediante la expresión:

$$r_{xy} = \frac{s_{xy}}{(s_x \cdot s_y)} \quad [7.10]$$

Se puede demostrar que este coeficiente tiene su valor máximo igual a 1, lo que significa un perfecto ajuste de la relación a una tendencia rectilínea creciente. Cuando la correlación es perfecta, $r = 1$, todos los puntos caen sobre la recta calculada.

7.7 DISTRIBUCIONES DE PROBABILIDAD

Una distribución de probabilidad continua es una función que asigna a un intervalo de la variable aleatoria continua X su valor de probabilidad correspondiente. Es decir, la probabilidad de que un evento ocurra en un intervalo de la variable.

Según Naghettini y Portela (2011), una variable aleatoria discreta puede asumir solamente valores enteros, correspondiendo a espacios muestrales finitos o infinitos, sin embargo, susceptibles de ser enumerados, o sea, espacios muestrales numerables, como por ejemplo los resultados del lanzamiento de una moneda o un dado. Una variable aleatoria continua puede asumir cualquier valor real en un intervalo dado, correspondiendo a espacios muestrales finitos o infinitos, sin embargo no numerables; como ejemplo podría asumirse la medición de la precipitación diaria en una estación climatológica, donde la variable aleatoria X representativa de la precipitación diaria máxima anual en la estación es una variable aleatoria continua puesto que teóricamente, podría asumir cualquier valor real entre cero e infinito, aunque con diferentes probabilidades.

Las series de datos históricos hidrológicos, ya sean secuenciales o de eventos extremos se analizan con la ayuda de Distribuciones de Probabilidad. Las probabilidades se designan con la siguiente nomenclatura:

- $P(\mathbf{x} = \mathbf{a})$: Denota la probabilidad de que un evento x asuma el valor a .
- $P(\mathbf{a} \leq \mathbf{x} \leq \mathbf{b})$: Denota la probabilidad de que un evento x se encuentre en el intervalo de valores (a,b) .
- $P(\mathbf{x} > \mathbf{X}_i)$: Indica la probabilidad de que se presente un evento x mayor a un evento dado X_i .
- $P(\mathbf{x} \leq \mathbf{X}_i)$: Indica la probabilidad de que se presente un evento x menor o igual a un evento dado X_i .

Por ejemplo, al aplicarse a un caudal: $P(q > Q)$ indica la probabilidad de que se presente un evento de caudal q que exceda a un caudal Q dado.

Para el estudio de series de datos por medio de distribuciones de probabilidad se inicia planteando la función de densidad de probabilidades (FDP), $f(x)$, la cual tiene las siguientes características:

- 1) $\int_{-\infty}^{\infty} f(x)dx = 1$
- 2) $P(a \leq x \leq b) = \int_a^b f(x)dx$
- 3) $\int_b^b f(x)dx = 0$

Como la integral representa el área bajo la curva, esto implica que las probabilidades se definen sólo como áreas bajo la FDP entre límites finitos.

Entre las distribuciones de probabilidad de interés en hidrología se encuentran la distribución Normal, la distribución Log-normal, la distribución Pearson, la distribución Log-Pearson y la distribución Gumbel (Silva, 1998).

1. Normal (es simétrica y no suele ser usada en hidrología, pero es la base para otras distribuciones de probabilidad)
2. Log-normal (se utiliza para analizar datos de lluvias de corta duración)
3. Pearson (para valores de lluvias o caudales máximos anuales)
4. Log-Pearson (para lluvias o caudales máximos anuales, caudales de crecientes)
5. Gumbel (para valores máximos aleatorios sacados de series grandes, lluvias de corta duración, caudales de crecientes)

A continuación, se presenta la descripción de cada una de estas distribuciones de probabilidad.

7.7.1 Distribución Normal

La distribución normal es una distribución simétrica en forma de campana, también conocida como Campana de Gauss. Aunque muchas veces no se ajusta a los datos hidrológicos tiene amplia aplicación por ejemplo a los datos transformados que siguen la distribución normal.

Función de densidad

La función de densidad está dada por la ecuación

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp^{-\frac{1}{2} \frac{(x-\mu)^2}{\sigma^2}} \quad -\infty < x < \infty \quad [7.11]$$

Los dos parámetros de la distribución son la media μ y desviación estándar σ , para una muestra se usa \bar{x} (media) y s (desviación estándar) los cuales son derivados de los datos.

De acuerdo con Naghettini y Portela (2011), el cálculo de probabilidades de variables aleatorias normales es facilitado por la variable normal

reducida z . Si X es una variable Normal y z es una combinación lineal de X , de la forma:

$$z = \frac{(X - \mu_X)}{\sigma_X} \quad [7.12]$$

Entonces la variable z , también es distribuida según una ley Normal con parámetros $\mu_z=0$ y $\sigma_z=1$. La distribución de z es generalmente conocida como Distribución Normal Standard y la variable z , es variable aleatoria, conocida como variable normal reducida y corresponde al factor de frecuencia de la distribución normal; la variable de interés en hidrología es el evento X .

Según Monsalve (1999), con la nueva variable reducida $z_i = (x-u) / S$ se tendrá una distribución normal o de Gauss con media igual a cero y desviación estándar igual a uno $N(0,1)$. Con base en lo anterior, la probabilidad queda definida como:

$$P(z \leq z_i) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{z_i} e^{-z_i^2/2} dz \quad [7.13]$$

De este modo se plantea la probabilidad de excedencia dada como:

$$P(z > z_i) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{z_i}^{\infty} e^{-z_i^2/2} dz \quad [7.14]$$

Al realizar la gráfica de la función de densidad de probabilidad en función de (z) , se obtiene la Figura 7.1, en la cual se observa su forma de campana y su simetría.

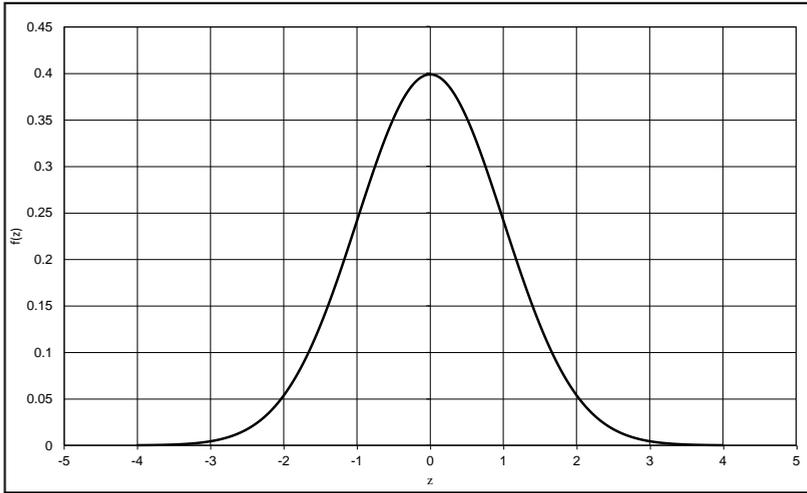


Figura 7.1
Gráfica de la función de densidad de probabilidad para la distribución de probabilidad normal.

Teniendo en cuenta que no existe una solución analítica a la integral de probabilidad, dicha probabilidad se encuentra tabulada en tablas. La Tabla 7.2 muestra los valores de la probabilidad correspondiente a $P(z \leq z_i)$ y gráficamente esta probabilidad es el área coloreada bajo la curva, mostrada en la Figura 7.2.

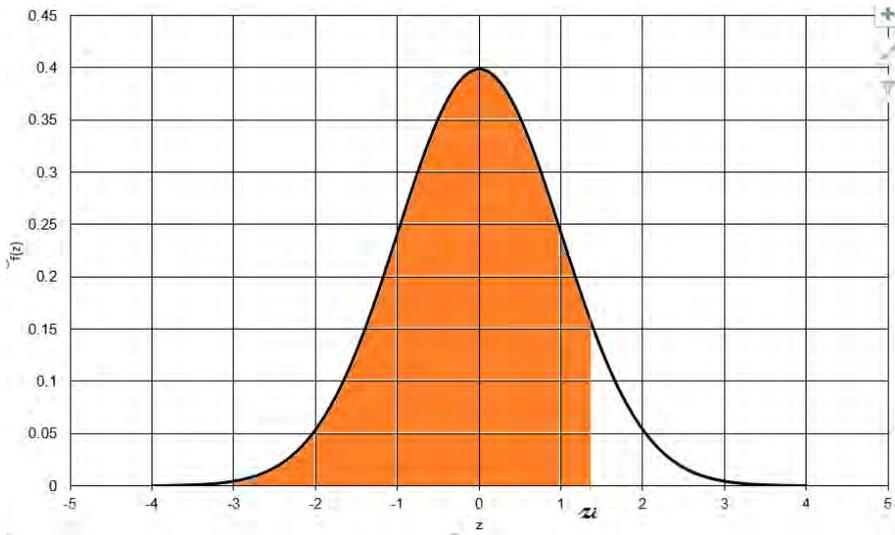


Figura 7.2
Gráfica de la probabilidad $P(z \leq z_i)$.

Hidrología Básica

*Tabla 7.1
Valores tabulados de la función de distribución de probabilidad normal*

z_i	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,0	0,50000	0,50399	0,50798	0,51197	0,51595	0,51994	0,52392	0,52790	0,53188	0,53586
0,1	0,53983	0,54380	0,54776	0,55172	0,55567	0,55962	0,56356	0,56749	0,57142	0,57535
0,2	0,57926	0,58317	0,58706	0,59095	0,59483	0,59871	0,60257	0,60642	0,61026	0,61409
0,3	0,61791	0,62172	0,62552	0,62930	0,63307	0,63683	0,64058	0,64431	0,64803	0,65173
0,4	0,65542	0,65910	0,66276	0,66640	0,67003	0,67364	0,67724	0,68082	0,68439	0,68793
0,5	0,69146	0,69497	0,69847	0,70194	0,70540	0,70884	0,71226	0,71566	0,71904	0,72240
0,6	0,72575	0,72907	0,73237	0,73565	0,73891	0,74215	0,74537	0,74857	0,75175	0,75490
0,7	0,75804	0,76115	0,76424	0,76730	0,77035	0,77337	0,77637	0,77935	0,78230	0,78524
0,8	0,78814	0,79103	0,79389	0,79673	0,79955	0,80234	0,80511	0,80785	0,81057	0,81327
0,9	0,81594	0,81859	0,82121	0,82381	0,82639	0,82894	0,83147	0,83398	0,83646	0,83891
1,0	0,84134	0,84375	0,84614	0,84849	0,85083	0,85314	0,85543	0,85769	0,85993	0,86214
1,1	0,86433	0,86650	0,86864	0,87076	0,87286	0,87493	0,87698	0,87900	0,88100	0,88298
1,2	0,88493	0,88686	0,88877	0,89065	0,89251	0,89435	0,89617	0,89796	0,89973	0,90147
1,3	0,90320	0,90490	0,90658	0,90824	0,90988	0,91149	0,91309	0,91466	0,91621	0,91774
1,4	0,91924	0,92073	0,92220	0,92364	0,92507	0,92647	0,92785	0,92922	0,93056	0,93189
1,5	0,93319	0,93448	0,93574	0,93699	0,93822	0,93943	0,94062	0,94179	0,94295	0,94408
1,6	0,94520	0,94630	0,94738	0,94845	0,94950	0,95053	0,95154	0,95254	0,95352	0,95449
1,7	0,95543	0,95637	0,95728	0,95818	0,95907	0,95994	0,96080	0,96164	0,96246	0,96327
1,8	0,96407	0,96485	0,96562	0,96638	0,96712	0,96784	0,96856	0,96926	0,96995	0,97062
1,9	0,97128	0,97193	0,97257	0,97320	0,97381	0,97441	0,97500	0,97558	0,97615	0,97670

Hidrología Básica

Tabla 7.1

Valores tabulados de la función de distribución de probabilidad normal (continuación)

z_i	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
2,0	0,97725	0,97778	0,97831	0,97882	0,97932	0,97982	0,98030	0,98077	0,98124	0,98169
2,1	0,98214	0,98257	0,98300	0,98341	0,98382	0,98422	0,98461	0,98500	0,98537	0,98574
2,2	0,98610	0,98645	0,98679	0,98713	0,98745	0,98778	0,98809	0,98840	0,98870	0,98899
2,3	0,98928	0,98956	0,98983	0,99010	0,99036	0,99061	0,99086	0,99111	0,99134	0,99158
2,4	0,99180	0,99202	0,99224	0,99245	0,99266	0,99286	0,99305	0,99324	0,99343	0,99361
2,5	0,99379	0,99396	0,99413	0,99430	0,99446	0,99461	0,99477	0,99492	0,99506	0,99520
2,6	0,99534	0,99547	0,99560	0,99573	0,99585	0,99598	0,99609	0,99621	0,99632	0,99643
2,7	0,99653	0,99664	0,99674	0,99683	0,99693	0,99702	0,99711	0,99720	0,99728	0,99736
2,8	0,99744	0,99752	0,99760	0,99767	0,99774	0,99781	0,99788	0,99795	0,99801	0,99807
2,9	0,99813	0,99819	0,99825	0,99831	0,99836	0,99841	0,99846	0,99851	0,99856	0,99861
3,0	0,99865	0,99869	0,99874	0,99878	0,99882	0,99886	0,99889	0,99893	0,99896	0,99900
3,1	0,99903	0,99906	0,99910	0,99913	0,99916	0,99918	0,99921	0,99924	0,99926	0,99929
3,2	0,99931	0,99934	0,99936	0,99938	0,99940	0,99942	0,99944	0,99946	0,99948	0,99950
3,3	0,99952	0,99953	0,99955	0,99957	0,99958	0,99960	0,99961	0,99962	0,99964	0,99965
3,4	0,99966	0,99968	0,99969	0,99970	0,99971	0,99972	0,99973	0,99974	0,99975	0,99976
3,5	0,99977	0,99978	0,99978	0,99979	0,99980	0,99981	0,99981	0,99982	0,99983	0,99983
3,6	0,99984	0,99985	0,99985	0,99986	0,99986	0,99987	0,99987	0,99988	0,99988	0,99989
3,7	0,99989	0,99990	0,99990	0,99990	0,99991	0,99992	0,99992	0,99992	0,99992	0,99992
3,8	0,99993	0,99993	0,99993	0,99994	0,99994	0,99994	0,99994	0,99995	0,99995	0,99995
3,9	0,99995	0,99995	0,99996	0,99996	0,99996	0,99996	0,99996	0,99996	0,99997	0,99997

Fuente: Adaptada de (Chow et al., 1988, p. 358)

En la Tabla 7.1, la primera columna indica el valor de la variable reducida con un decimal, y la primera fila indica el segundo decimal.

Chow et al. (1988), proponen una ecuación para hallar el factor de frecuencia z_i de la distribución normal, mediante el siguiente procedimiento.

Calcular una variable intermedia, dada como:

$$A = \left[\text{Ln} \left(\frac{1}{P^2} \right) \right]^{1/2}, (0 < P \leq 0,5) \quad [7.15]$$

Con P como la probabilidad. El valor de z_i , con la siguiente ecuación.

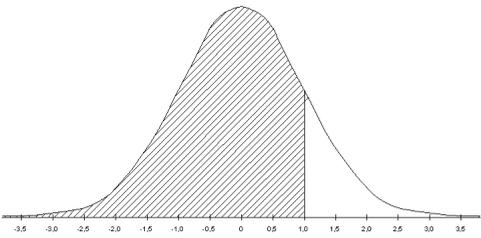
$$z_i = A - \frac{2,515517 + 0,802853A + 0,010328A^2}{1 + 1,4327788A + 0,18926A^2 + 0,001308A^3} \quad [7.16]$$

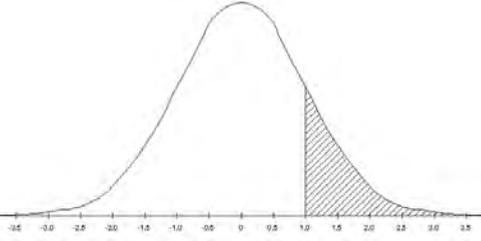
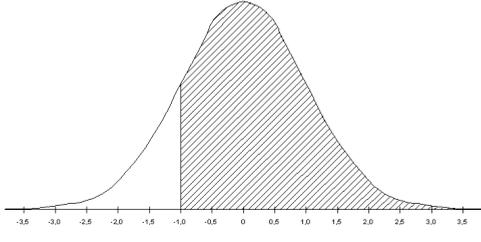
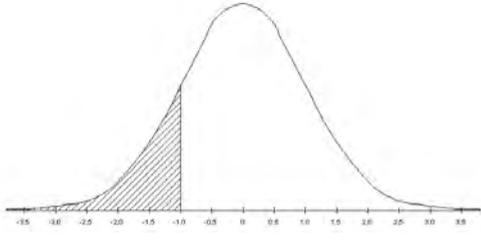
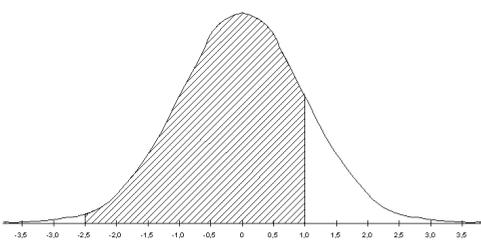
Cuando la probabilidad P es mayor a 0,5 ($P > 0,5$), se sustituye en el Ec. (7.15) P, por (1-P), y al valor de z_i se le asigna un número negativo. Se ha verificado que el error de la Ec. (7.16) es muy pequeño, del orden de 0,00045 en z_i .

Como complemento a lo anteriormente comentado, a continuación en la Tabla 7.2, se presenta gráficamente una esquematización de los posibles valores de probabilidad que se pueden presentar en una función de probabilidad, con parámetro transformado (z_i), y la interpretación que se debe hacer de los datos de área bajo la curva de distribución normal standard.

Tabla 7.2

Posibles valores de área bajo la curva como probabilidad.

Tipo de área - Ejemplo	Esquema ilustrativo	Notación
<p>Área por debajo de un valor positivo.</p> <p>Ejemplo: ¿Qué área se encontrará debajo del valor de $z_i = 1,0$? → 0,84134</p>	 <p>El diagrama muestra una curva normal estándar con el eje horizontal etiquetado con valores de -3,5 a 3,5 en incrementos de 0,5. Una línea vertical se extiende desde el punto 1,0 en el eje horizontal hasta la curva, y el área bajo la curva a la izquierda de esta línea está sombreada con líneas diagonales.</p>	<p>$P(Z \leq z_i)$</p>

Tipo de área - Ejemplo	Esquema ilustrativo	Notación
<p>Área por encima de un valor positivo</p> <p>Ejemplo: ¿Qué área se encontrará por encima del valor $z_i = 1,0$? → $1 - 0,84134 = 0,15866$</p>	 <p>A normal distribution curve centered at 0. The x-axis is labeled from -3.5 to 3.5. A vertical line is drawn at $z = 1.0$. The area under the curve to the right of this line is shaded with diagonal lines.</p>	<p>$P(Z > z_i)$</p>
<p>Área por encima de un valor negativo</p> <p>Ejemplo: ¿Qué área se encontrará por encima del valor $z_i = -1,0$? → $1 - 0,15866 = 0,84134$</p>	 <p>A normal distribution curve centered at 0. The x-axis is labeled from -3.5 to 3.5. A vertical line is drawn at $z = -1.0$. The area under the curve to the right of this line is shaded with diagonal lines.</p>	<p>$P(Z > -z_i)$</p>
<p>Área por debajo de un valor negativo</p> <p>Ejemplo: ¿Qué área se encontrará por debajo del valor $z_i = -1,0$? → $0,15866$</p>	 <p>A normal distribution curve centered at 0. The x-axis is labeled from -3.5 to 3.5. A vertical line is drawn at $z = -1.0$. The area under the curve to the left of this line is shaded with diagonal lines.</p>	<p>$P(Z \leq -z_i)$</p>
<p>Área entre dos valores</p> <p>Ejemplo: ¿Qué área se encontrará entre los valores de $z_i = -2,5$ y $1,0$? → $0,84134 - (1 - 0,99379)$ = $0,84134 - 0,00621 = 0,83513$.</p>	 <p>A normal distribution curve centered at 0. The x-axis is labeled from -3.5 to 3.5. Two vertical lines are drawn at $z = -2.5$ and $z = 1.0$. The area under the curve between these two lines is shaded with diagonal lines.</p>	<p>$P(z_1 < Z < z_2)$</p>

Estimación de parámetros

La estimación de los parámetros como la media y la desviación estándar se realiza a través de las ecuaciones:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad [7.17]$$

$$s_x = \left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad [7.18]$$

Factor de frecuencia

Si se trabaja con los X sin transformar el factor de frecuencia K_T se calcula de la siguiente manera:

$$K_T = \frac{X_T - \mu}{\sigma} \quad [7.19]$$

Para la distribución normal el factor de frecuencia K_T es igual al valor de la variable reducida z, que se halla de la Tabla 7.2 para un valor de la probabilidad dado. Este factor es el mismo de la variable normal estándar calculado como $K_T = F^{-1}(1 - 1/Tr)$.

Partiendo de lo propuesto por Chow et al. (1988), Viessman (1996) y otros autores, la magnitud X_T de un evento hidrológico que tiene un periodo de retorno Tr , ($Tr = 1/P$), en muchos de los análisis de frecuencias puede ser expresada como:

$$X_T = \mu + \sigma_x K_T \quad [7.20]$$

Donde:

- X_T : Corresponde al estimado del valor esperado del evento X para el periodo de retorno T.
- μ : Es el valor esperado de la población, el cual puede ser estimado con la media de la muestra \bar{x} .

σ_x : Es la desviación estándar de la población la cual puede ser estimada con la desviación estándar de la muestra s_x .

K_T : Es función del periodo de retorno y del tipo de distribución de probabilidad.

Límites de confianza

También conocidos como intervalos de confianza IC. Este concepto surge cuando se requiere conocer el valor de una variable hidrológica en lo que se denomina una “población”, que en hidrología es el régimen de caudales, el régimen de lluvias, entre otros. Como no es posible medir todos los valores, se recurre a estimarla a partir de los datos obtenidos de muestras extraídas de esa “población”. Una vez calculado el valor de la variable en la muestra, los intervalos de confianza permiten aproximar, entre qué rango de valores se encuentra el valor real desconocido de la variable en la “población”, con un grado de incertidumbre que se puede establecer. Esto ya que el valor de la variable obtenida a partir de una muestra es diferente al valor de dicha variable en la “población”.

En hidrología no es suficiente solamente con obtener el valor de un evento asociado a un periodo de retorno, pues existen diversas causas de incertidumbres que hacen necesaria la existencia de intervalos de confianza de esta estimación. Para estimar estadísticamente estos intervalos se adoptan distintas metodologías dependiendo de las FDP, McPhee (2013).

Según (Rojo-Hernández, 2020), los intervalos de confianza para los estimados de un evento X_{Tr} en el periodo de retorno Tr utilizando la distribución de probabilidades normal, se determinan de la siguiente forma:

$$\text{Límite inferior del intervalo} = X_{Tr} - z_{(1-\alpha/2)} S_e$$

$$\text{Límite superior del intervalo} = X_{Tr} + z_{(1-\alpha/2)} S_e$$

S_e es el error estándar, dado como: $S_e = s_x \{ [1 + (z_{Tr})^2 / 2] / n \}^{1/2}$, donde z_{Tr} se halla para la probabilidad según el Tr conocido. Considerando que la muestra es representativa de la población, se asume que $\sigma_x \approx s_x$.

Donde $z(\alpha/2)$ y $z(1-\alpha/2)$ corresponden a los valores de la variable Normal estandarizada o tipificada para probabilidades de no excedencia ($\alpha/2$) y de excedencia ($1-\alpha/2$). Si se adopta un nivel de significancia del 5% ($\alpha = 0,05$) normalmente utilizado en estudios hidrológicos, los límites de confianza se determinarán de la siguiente manera:

$$\text{Límite inferior del intervalo} = X_{Tr} - 1,96 \cdot S_e.$$

$$\text{Límite superior del intervalo} = X_{Tr} + 1,96 \cdot S_e.$$

El valor de 1,96 se obtiene de la Tabla 7.1 para una probabilidad de $1-\alpha/2 = 1-0,05/2 = 0,975$. El límite de confianza del 95%, es el que permite estimar entre qué valores está el valor desconocido real de la variable de la “población” a partir del valor que se puede obtener de la muestra, con una probabilidad de equivocarnos del 5%. De otra manera, se dice que se tiene la confianza de que $(1-\alpha)$ veces μ estará contenido entre los límites del intervalo.

7.7.2 Distribución Log Normal de dos parámetros

Si los logaritmos Y de una variable aleatoria X se distribuyen normalmente se dice que X se distribuye normalmente.

Esta distribución es usada para el cálculo de valores extremos, por ejemplo, caudales y precipitaciones máximos y mínimos. La distribución tiene la ventaja que $X > 0$ y que la transformación logarítmica tiende a reducir la asimetría positiva ya que al sacar logaritmos se reducen en mayor proporción los datos mayores que los menores; una limitación de la distribución es que solamente tiene dos parámetros, y requiere que los logaritmos de las variables estén centrados en la media.

Función de densidad

La función de densidad está dada por la ecuación

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp \frac{-1(y-\mu_y)^2}{2\sigma_y^2} \quad x > 0 \quad [7.21]$$

$y = \ln(x)$

Donde:

μ_y : Media de los logaritmos de la población (parámetro escalar), estimado.

σ_y : Desviación estándar de los logaritmos de la población, estimado s_y .

Estimación de parámetros. A continuación, se presentan las ecuaciones para estimar los parámetros media y desviación estándar de los datos a ser usados en la distribución

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i) \quad [7.22]$$

$$s_y = \left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\ln(x_i) - \bar{y})^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad [7.23]$$

Factor de frecuencia

Puede determinarse a partir de los datos en el campo original o en el campo transformado.

Campo transformado. En este caso se trabaja con la media y la desviación estándar de los logaritmos, así:

$$\text{Ln}(X_{Tr}) = \bar{y} + K S_y \quad [7.24]$$

El valor de X_{Tr} se obtiene mediante la ecuación:

$$X_{Tr} = e^{\ln(x_{Tr})} \quad [7.25]$$

Donde K corresponde a la variable normal estandarizada para el periodo de retorno (Tr) dado, \bar{x}_y y S_y son respectivamente la media y la desviación estándar de los logaritmos.

Campo original. Si se trabaja con los valores de X sin transformar el K_T se calcula como

$$K_T = \frac{\text{Exp} \left\{ K * (\text{Ln}(1 + Cv^2))^{\frac{1}{2}} - \left(\frac{\text{Ln}(1 + Cv^2)}{2} \right) \right\} - 1}{Cv} \quad [7.26]$$

K : Variable normal estandarizada para el Tr dado, o el factor de frecuencia de la distribución de probabilidad normal (K=z)

$$Cv = \frac{s}{\bar{x}}: \text{Coeficiente de variación}$$

Donde:

\bar{x} : Media de los datos originales

s : Desviación estandar de los datos originales.

Límites de confianza

Se determinan a partir de las siguientes expresiones

A partir del campo transformado.

$$I_c = Ln(X_{Tr}) \pm t_{(1-\alpha)} S_e \quad [7.27]$$

$$S_e = \frac{(\delta S_y)}{\sqrt{n}} \quad [7.28]$$

$$\delta = \left(1 + \frac{K^2}{2}\right)^{\frac{1}{2}} \quad [7.29]$$

Donde:

n : Número de datos

S_e : Error estandar

K : Variable normal estandarizada (K=z_i).

7.7.3 Distribución Gumbel de valores extremos Tipo I

Una importante familia de distribuciones usada en el análisis de frecuencia de datos hidrológicos es la distribución general de valores extremos, cuyo uso ha sido ampliamente enfocado a la representación del comportamiento de caudales de crecientes y de sequías (máximos y mínimos).

Función de densidad

La función de densidad está dada por la ecuación

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{\frac{-x-\beta}{\alpha}} e^{\left(\frac{-x-\beta}{\alpha}\right)} \quad [7.30]$$

Donde α y β son los parámetros de la distribución

Estimación de parámetros

A continuación, se presentan las ecuaciones para estimar los parámetros α y β a ser usados en la distribución Gumbel.

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}}{\pi} * s \quad [7.31]$$

$$\beta = \bar{x} - 0,57572\alpha \quad [7.32]$$

Donde \bar{x} y s son la media y la desviación standard estimadas con la muestra. Al integrar la función de densidad de probabilidad, se obtiene la probabilidad de excedencia, $P(z>z_i)$, dada como:

$$P(x > X_i) = 1 - e^{-e^{-Y_i}} \quad [7.33]$$

Con Y_i como la variable reducida, de la distribución Gumbel. (e) es la base de los logaritmos neperianos. Se tiene que $X_i = \mu_x + K_T(\sigma_x)$. Al despejar Y_i se obtiene:

$$Y_i = -\ln \left[-\ln(1 - P(x > X_i)) \right] \quad [7.34]$$

Factor de frecuencia

Puede determinarse a partir de la siguiente ecuación.

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0,57772 + \ln \left[\ln \left(\frac{Tr}{Tr - 1} \right) \right] \right\} \quad [7.35]$$

Donde:

Tr es el periodo de retorno.

Según la metodología planteada por Silva (1998), el factor de frecuencia se puede calcular alternativamente como:

$$K_T = \frac{Y_i - y_n}{S_n} \quad [7.36]$$

Donde y_n y S_n , dependen de la longitud de la serie histórica, según se presenta en la Tabla 7.3.

Tabla 7.3

Valores de y_n y S_n según el número de años.

n (años)	y_n	S_n
20	0,52	1,06
40	0,54	1,14
60	0,55	1,17
80	0,56	1,19
∞	0,57	1,28

Fuente (Silva 1998, p.157).

Límites de confianza

Se determinan a partir de las siguientes expresiones

$$X_t \pm t_{(1-\alpha)} S_e \quad [7.37]$$

$$S_e = \frac{\delta \cdot s}{\sqrt{n}} \quad [7.38]$$

$$\delta = \left(1 + 1,1396K_T + 1,1K_T^2\right)^{\frac{1}{2}} \quad [7.39]$$

K_T es el factor de frecuencia y $t_{(1-\alpha)}$ es la variable normal estandarizada para una probabilidad de no excedencia de $(1-\alpha)$.

7.7.4 Distribución Gamma de tres parámetros o Pearson Tipo 3

La distribución Gamma ha sido ampliamente utilizada en hidrología con el propósito de ajustar la distribución de frecuencia de variables como crecientes máximas anuales, caudales mínimos, volúmenes de flujo anuales y estacionales, así como valores de precipitaciones extremas y volmenes de lluvia de corta duración.

La función de distribución Gamma tiene dos o tres parámetros que se describirán a continuación.

Función de densidad

La función de densidad está dada por la expresión:

$$f(x) = \frac{1}{|\alpha|\Gamma(\beta)} \left(\frac{x - \hat{x}_0}{\alpha} \right)^{\beta-1} e^{-\frac{x-\hat{x}_0}{\alpha}} \quad [7.40]$$

Donde:

$x_0 \leq X \leq \infty$; $-\infty \leq x_0 \leq \infty$; $0 \leq \beta \leq \infty$; $0 \leq \Gamma \leq \infty$.

α : Parámetros de escala

β : Parámetros de forma

x_0 : Parámetro de posición o de localización.

Estimación de parámetros

A continuación, se presentan las expresiones para estimación de los parámetros α y β a ser usados en la distribución Gamma.

$$\alpha = s^* \frac{Cs}{2} \quad [7.41]$$

$$\beta = \left(\frac{2}{Cs} \right)^2 \quad [7.42]$$

$$x_0 = \bar{x} - (\alpha * \beta) \quad [7.43]$$

C_s es el coeficiente de asimetría, y s son la media y la desviación estándar de la muestra respectivamente.

Factor de frecuencia

Se determina a partir de la siguiente ecuación.

$$K \approx z + (z^2 - 1) \frac{Cs}{6} + \frac{1}{3} (z^3 - 6z) \left(\frac{Cs}{6} \right)^2 - (z^2 - 1) \left(\frac{Cs}{6} \right)^3 + z \left(\frac{Cs}{6} \right)^4 + \frac{1}{3} \left(\frac{Cs}{6} \right)^5 \quad [7.44]$$

Donde z es la variable normal estandarizada. Este valor de K se encuentra tabulado de acuerdo al valor de C_s calculado con los datos de la muestra.

Intervalos de confianza

Se determinan a partir de las siguientes expresiones

$$X_t \pm t_{(1-\alpha)} S_e \quad [7.45]$$

$$S_e = \frac{\delta \cdot s}{\sqrt{n}} \quad [7.46]$$

$$\delta = \left(1 + 1,1396K_T + 1,1K_T^2\right)^{\frac{1}{2}} \quad [7.47]$$

Donde s es la desviación estándar de la muestra, n es el número de datos y δ se encuentra tabulado en función de Cs y Tr.

7.7.5 Distribución Log-Pearson

Se considera que, si la serie formada con los logaritmos de la variable x tiene distribución Pearson, entonces “x” tiene distribución Log-Pearson. El factor de frecuencia bien dado como:

$$K_T = \frac{\ln(x_i) - \mu_y}{\sigma_y} \quad [7.48]$$

Donde, K_T corresponde al factor de frecuencia de la distribución Pearson, calculada con el coeficiente de asimetría de la serie logarítmica; μ_y es la esperanza y σ_y la varianza, ambas de la serie logarítmica.

7.8 PERIODO DE RETORNO Y RIESGO

Con base a lo analizado en el estado del arte se identifican tres métodos para el cálculo del periodo de retorno, a saber:

- Dada una probabilidad de excedencia.
- Dado un riesgo.
- Dado el tipo de obra.

7.8.1 Periodo de retorno

El periodo de retorno (Tr) de un evento de cierta magnitud se define como el tiempo promedio que transcurre entre la ocurrencia del fenómeno y la próxima ocurrencia de un evento con la misma magnitud. Otra definición común es que el periodo de retorno es el tiempo que transcurre para que un evento sea excedido o igualado, al menos una vez en promedio.

Naghattini y Portela (2011) afirman que el periodo de retorno no se refiere, por lo tanto, a un “tiempo cronológico”; que de hecho es una medida de la tendencia central de los ‘tiempos cronológicos’; en otras palabras, el periodo de retorno asociado a un cierto acontecimiento de referencia corresponde al número medio de años necesarios para que el evento ocurra en un año cualquiera de tales años.

Matemáticamente es igual al inverso de la probabilidad de que ese acontecimiento ocurra en un año cualquiera de dichos años, o sea, es igual al inverso de la probabilidad anual de ocurrencia de ese acontecimiento.

Estadísticamente el “Periodo de Retorno” es el inverso de la probabilidad de excedencia $P(x > X_i)$, dado como:

$$Tr = \frac{1}{P(x > X_i)} \quad [7.49]$$

7.8.2 Riesgo

Para relacionar el periodo de retorno con el riesgo, se retoma el concepto dado por Rojo-Hernández (2020), supóngase que se calcula un cierto caudal para el periodo de retorno de 25 años, entonces la probabilidad de que se produzca dicho caudal este año será de 0,04, (1/25). Si este año no se produce dicho caudal, la probabilidad de que se produzca el año siguiente sigue siendo 0,04, en cualquier año la probabilidad es 0,04. Con base en lo anterior surge una pregunta: ¿Cuál es la probabilidad de que se presente dicho caudal durante los próximos n años?: Se realiza el siguiente análisis:

- Probabilidad de que un suceso de periodo de retorno Tr se presente este año es igual a: $1/Tr$
- Probabilidad de que un suceso de periodo de retorno Tr NO se presente este año es igual a: $1-(1/Tr)$
- Probabilidad de que un suceso de periodo de retorno Tr NO se presente en dos años es igual a: $(1-(1/Tr)) \cdot (1-(1/Tr))$.
- Probabilidad de que un suceso de periodo de retorno Tr NO se presente en (n) años es igual a: $(1-(1/Tr))^n$
- Probabilidad de que un suceso de periodo de retorno Tr se presente en (n) años es igual a: $1-(1-(1/Tr))^n$

Por lo tanto, el riesgo (R) es la probabilidad de que se presente alguna vez un suceso hidrológico con periodo de retorno de Tr durante los próximos n años.

$$R = 1 - \left(1 - \frac{1}{Tr}\right)^n \quad [7.50]$$

Al despejar el periodo de retorno en función del riesgo, se tiene:

$$Tr = \left(\frac{1}{1 - (1 - R)^{1/n}}\right) \quad [7.51]$$

Y la probabilidad de excedencia, como:

$$P(x > Xi) = 1 - (1 - R)^{1/n} \quad [7.52]$$

7.8.3 Periodo de retorno según el tipo de obra

Otra manera de estimar el periodo de retorno es teniendo en cuenta el tipo de obra de infraestructura. Obras importantes donde el riesgo asumido es bajo, tendrán mayores periodos de retorno. Para ilustrar este método se colocan los valores recomendados por el Instituto Nacional de Vías de Colombia (República de Colombia-INVIAS, 2009), para obras en drenaje de carreteras como se ilustra en la Tabla 7.4.

Tabla 7.4 Periodos de retorno de diseño en obras de drenaje vial.

Tipo de Obra	Periodo de Retorno (Años ¹)
Drenaje superficial	2
Zanjas de coronación ²	10
Estructuras de caída ²	10
Alcantarillas de diámetro 0.90 m	10
Alcantarillas de diámetro mayor a 0.90 m	20
Puentes cortos con luz menor a 10 m	25
Puentes de luz mayor o igual a 10 m y menor a 50 m	50
Puentes de luz mayor o igual a 50 m	100

Notas de la tabla:

1 El periodo de retorno de diseño de las obras podrá variarse, a juicio del ingeniero Consultor, para casos especiales, debidamente justificados.

2 En caso de que los taludes de corte de la vía sean inestables se podrá incrementar este periodo de retorno, a juicio del Ingeniero Consultor.

Fuente: Adaptada de (República de Colombia-INVIAS, 2009, p.2-31)

7.8.4 Ejemplos de aplicación

Ejemplo 7.5

En un río se tienen 30 años de registros de $Q_{\text{máximos}}$ instantáneos anuales con $\pi \bar{x} = 15 \text{ m}^3/\text{s}$, $s = 5 \text{ m}^3/\text{s}$ (media y desviación estándar para los datos originales); adicionalmente se tiene que $x_y = 2,655$ y que $s_y = 0,324$ (media y desviación estándar de los datos transformados con logaritmo). Usando la distribución de probabilidad log-normal, se solicita:

Encontrar el caudal para un periodo de retorno de 50 años y los límites de confianza para un $\alpha = 5\%$.

Calcular la probabilidad de que un caudal de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ no sea igualado o excedido $P(Q \leq 50 \text{ m}^3/\text{s})$.

Solución:

Para periodo de retorno $TR = 50$ años y los siguientes datos:

$$n = 30; \bar{x} = 15 \text{ m}^3/\text{s}; x_y = 2,655; s = 5 \text{ m}^3/\text{s}; s_y = 0,324$$

a. 1 En el campo de datos original el análisis será:

Con los datos disponibles se tiene que el coeficiente de variación C_v es:

$$C_v = \frac{s}{x} = \frac{5 \text{ m}^3/\text{s}}{15 \text{ m}^3/\text{s}} = 0,333 \quad [1]$$

K : Es la variable normal estandarizada para el Tr dado,

$$K = F^{-1}\left(1 - \frac{1}{Tr}\right) = F^{-1}\left(1 - \frac{1}{50}\right) = F^{-1}(0,98) \quad [2]$$

De la Tabla 7.1, para el valor de 0,98 se obtiene z_i que corresponde a $K = 2,06$. También se puede calcular usando las siguientes ecuaciones:

$$A = \left[\text{Ln}\left(\frac{1}{P^2}\right) \right]^{1/2} = \left[\text{Ln}\left(\frac{1}{(1-0,99)^2}\right) \right]^{1/2} = 2.79 \quad [3]$$

Con P como la probabilidad. El valor de z_i , con la siguiente ecuación.

$$Z_i = A - \frac{2,515517 + 0,802853A + 0,010328A^2}{1 + 1,4327788A + 0,18926A^2 + 0,001308A^3} = 2,054 \quad [4]$$

Sustituyendo los valores respectivos se tiene:

$$K_T = \frac{\text{Exp} \left[2,054 \left(\text{Ln}(1 + 0,333^2) \right)^{1/2} - \left(\frac{\text{Ln}(1 + 0,333^2)}{2} \right) \right] - 1}{0,333} = 2,544 \quad [5]$$

Para estimar el caudal correspondiente a un periodo de retorno de 100 años se tiene que:

$$Q_{Tr50años} = \bar{x} + (s \cdot K_T) \quad [6]$$

Sustituyendo los valores se tiene:

$$Q_{Tr50años} = 15m^3 / s + (5m^3 / s \cdot 2,544) = 27,72m^3 / s \quad [7]$$

a. 2 En el campo de datos transformado el análisis será:

En el campo transformado:

$$\text{Ln}(Q_{Tr50años}) = x_y + (s_y \cdot K) \quad [8]$$

Sustituyendo los valores se tiene:

$$\text{Ln}(Q_{Tr50años}) = 2,655 + 0,324 \cdot 2,054 \quad [9]$$

$$\text{Ln}(Q_{Tr50años}) = 3,320 \quad [10]$$

$$Q_{Tr50años} = e^{3,320} = 27,66m^3 / s \quad [11]$$

Determinación de los límites de confianza

$$\text{Ln}(Q_{Tr50años}) \pm t_{(1-\alpha)} S_e \quad [12]$$

$$S_e = \frac{(\delta s_y)}{\sqrt{n}} \quad [13]$$

$$\delta = \left(1 + \frac{K^2}{2}\right)^{\frac{1}{2}} \quad [14]$$

Como $K = 2,054$, entonces:

$$\delta = \left(1 + \frac{2,054^2}{2}\right)^{\frac{1}{2}} = 1,763 \quad [15]$$

$$S_e = \frac{(1,763 \cdot 0,324)}{\sqrt{30}} = 0,104 \quad [16]$$

$t(1-0,05) = t(0,95)$:

Valor que se obtiene en la Tabla 7.1 es de 1,645, (el valor de t corresponde a z_i leído de la tabla de la normal, para una probabilidad de 95%).

Sustituyendo los valores respectivos se tiene:

$$\text{Ln}(27,66 \text{ m}^3 / \text{s}) \pm (1,645 \cdot 0,104) = 3,49 \pm 0,171 \quad [17]$$

Los valores mínimo y máximo son respectivamente 3,49 y 3,15; con base en lo anterior, los valores para el intervalo de confianza para Q_{Tr50} son: $e^{3,49}$ y $e^{3,15}$, o sea: $23,3 \text{ m}^3/\text{s}$ y $33,8 \text{ m}^3/\text{s}$, de este modo se tiene que $23,3 \text{ m}^3/\text{s} < Q_{Tr50} < 33,8 \text{ m}^3/\text{s}$. Indica el intervalo de confianza en el cual se espera que esté el caudal Q_{Tr50} de la “población” o conjunto infinito de caudales, con una confianza del 95%.

b. Calcular la probabilidad de que un caudal de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ no sea igualado o excedido $P(Q \leq 50 \text{ m}^3/\text{s})$.

Se procede a determinar el logaritmo natural del valor a ser evaluado:

$$\text{Ln}(50 \text{ m}^3/\text{s}) = 3,9120 \quad [18]$$

Se estandariza el valor por medio de la ecuación:

$$z_i = \frac{(X - \mu_x)}{\sigma_x} \quad [19]$$

$$z_i = \frac{3,912 - 2,655}{0,324} = 3,88 \quad [20]$$

En la Tabla 7.1 se aprecia que para dicho valor de z_i se tiene un valor tabulado de la función de distribución de 0,99995; resumiendo $P(Q \leq 50 \text{ m}^3/\text{s}) = 99,995\%$.

Ejemplo 7.6

En un río se tienen 30 años de registros de $Q_{\text{máximos}}$ instantáneos anuales con $\bar{x} = 15 \text{ m}^3/\text{s}$, $s = 5 \text{ m}^3/\text{s}$ (media y desviación estándar para los datos originales); se solicita: (a) encontrar el caudal para un periodo de retorno de 50 años y los límites de confianza para un $\alpha = 5\%$. Usar la distribución de probabilidad de Gumbel.

Solución:

$$Q_{Tr50} = \bar{x} + K_T \cdot s \quad [1]$$

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0,5772 + \ln \left[\ln \left(\frac{Tr}{Tr-1} \right) \right] \right\} \quad [2]$$

Como $Tr = 50$ años \rightarrow

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left[0,5772 + \ln \left(\ln \left(\frac{50}{50-1} \right) \right) \right] = 2,592 \quad [3]$$

Sustituyendo valores en, se tiene:

$$Q_{Tr50} = 15 \text{ m}^3 / \text{s} + (2,592 \cdot 5 \text{ m}^3 / \text{s}) = 27,96 \text{ m}^3 / \text{s} \quad [3]$$

Determinación de los límites de confianza

$$Q_{T,50} \pm t_{(1-\alpha)} S_e \quad [5]$$

$$S_e = \frac{\delta \cdot s}{\sqrt{n}} \quad [6]$$

$$\delta = \left(1 + 1,1396K_T + 1,1K_T^2\right)^{\frac{1}{2}} \quad [7]$$

$t(1-0,05) = t(0,95)$:

Valor que se obtiene en la Tabla 7.1 es de 1,645, (el valor de t corresponde a z_i leído de la tabla de la normal, para una probabilidad de 95%).

Recordando que

$$K_T = 2,592$$

$$\delta = \left(1 + (1,1396 * 2,592) + (1,1 * 2,592^2)\right)^{\frac{1}{2}} = 3,368 \quad [8]$$

$$S_e = \frac{(3,368 \cdot 5m^3 / s)}{\sqrt{30}} = 3,075 \quad [9]$$

Sustituyendo los valores respectivos se tiene que $= 27,96 \pm (1,645)(3,075) = 27,96 \pm 5,058$ los valores mínimo y máximo son respectivamente 22,90 m³/s y 33,01 m³/s, que correspondería al intervalo de confianza para $Q_{T,50}$. Dicho intervalo de confianza representa el rango de valores en el cual se espera que esté el caudal $Q_{T,50}$ del conjunto infinito de caudales o de la "población", con una confianza del 95%.

Ejemplo 7.7

Se va a construir un canal cuya vida útil es de 50 años. Si el caudal supera el valor correspondiente al periodo de retorno de 200 años se desbordará. Cuál es la probabilidad de riesgo de que se produzca algún desbordamiento en los próximos 50 años.

$$R = 1 - \left(1 - \frac{1}{Tr}\right)^n = 1 - \left(1 - \frac{1}{200}\right)^{50} = 0,2217 = 22,17\% \quad [1]$$

Por lo tanto la probabilidad de riesgo de que se produzca algún desbordamiento en los próximos 50 años es de 22,17%.

Ejemplo 7.8

Se está diseñando una obra cuya vida útil se estima en 25 años y se admite que el riesgo de daño sea del 5,0%. ¿Cuál debe ser el periodo de retorno del caudal de diseño?

Se despeja Tr de la ecuación del riesgo.

$$Tr = \frac{1}{1 - (1 - R)^{1/n}} = \frac{1}{1 - (1 - 0,05)^{1/25}} \approx 488 \text{ años} \quad [1]$$

El periodo de retorno del caudal de diseño dado es de 488 años.

Ejemplo 7.9

Adaptado de Silva (1997). De una serie anual de 20 años, de lluvias de duración de 30 minutos, se han estimado los siguientes parámetros:

$$\begin{aligned} \bar{x} &= 10mm \\ s_x &= 4mm \\ C_s &= +1,2 \end{aligned} \quad [3]$$

Calcular la lluvia de 30 minutos que tiene una probabilidad de 0,1% de ser igualada o excedida. Usar las distribuciones de probabilidad Normal, Pearson y Gumbel. ($X = p_{30min} = ?$).

Distribución Normal

$$p_{(30min)} = X_i = \bar{x} + z_i s_x \quad [4]$$

z_i se lo obtiene de la tabla de Distribución Normal. Para buscar en la tabla se recurre a la probabilidad de $1 - 0,1/100 = 0,999$, se halla $z_i = 3,09$.

$$p_{(30min)} = 10mm + 3,09(4mm) = 22,36mm \text{ de precipitación} \quad [5]$$

Distribución Pearson

Se necesita conocer C_s y z_i , para hallar K_{Ti} .

z_i se lo obtiene de la tabla de Distribución Normal. $z_i = 3,09$.

$$K_{Ti} = \frac{2}{C_s} \left[\frac{C_s}{6} \left(z_i - \frac{C_s}{6} \right) + 1 \right]^3 - \frac{2}{C_s} \quad [6]$$

$$K_{Ti} = \frac{2}{1,2} \left[\frac{1,2}{6} \left(3,09 - \frac{1,2}{6} \right) + 1 \right]^3 - \frac{2}{1,2} = 4,88 \quad [7]$$

$$p_{(30 \text{ min})} = 10\text{mm} + 4,88(4\text{mm}) = 29,52\text{mm} \text{ de precipitación} \quad [8]$$

Distribución Gumbel

$$P(x > X_i) = 1 - e^{-e^{-Y_i}} \quad [9]$$

$$Y_i = -\ln \left[-\ln (1 - P(x > X_i)) \right] \quad [10]$$

$$K_T = \frac{Y_i - y_n}{S_n} \quad [11]$$

De la Tabla 7.3 se obtiene y_n y S_n , con los años de medición, 20 años.
 $y_n = 0,52$ y $S_n = 1,06$

$$Y_i = -\ln \left[-\ln (1 - 0,001) \right] = 6,1 \quad [12]$$

$$K_T = \frac{6,91 - 0,52}{1,06} = 6,025 \quad [13]$$

$P_{(30\text{min})} = 10\text{mm} + 6,025(4\text{mm}) = 34,10 \text{ mm}$ de precipitación. El valor de 34,10 mm corresponde a la lluvia de 30 minutos que tiene una probabilidad de 0,1% de ser igualada o excedida.

Ejemplo 7.10

Adaptado de Silva (1997). Se tiene los logaritmos de los caudales máximos registrados en una estación durante 40 años. Calcular el caudal máximo que puede ser igualado o excedido con una probabilidad de una

vez en 10000 años, utilizando distribuciones log-normal o log-Pearson. Con los siguientes datos. Media de los logaritmos, $u_y = 4,42$; desviación estándar $\sigma_y = 0,10$ y coeficiente $C_s = -0,83$.

$P(x > X_i) = 1/10000 = 0,0001 \rightarrow$ con esta probabilidad se halla el factor de frecuencia de la distribución normal, según la Tabla 7.1, se obtiene $z_i = 3,71$.

$$Y_i = \ln(X_i) = u_y + K\sigma_y \quad [1]$$

1. Distribución log normal $K = z_i = 3,71$.

$$\ln(X_i) = Y_i = 4,42 + (3,71)(0,1) = \quad [2]$$

$$4,79 \quad (X_i) = \exp(4,79) \quad [3]$$

$$(X_i) = 120,5 \text{ m}^3/\text{s} \quad [4]$$

2. Distribución log-Pearson.

$$K_{Ti} = \frac{2}{C_s} \left[\frac{C_s}{6} \left(z_i - \frac{C_s}{6} \right) + 1 \right]^3 - \frac{2}{C_s} \quad [5]$$

$$K_{Ti} = \frac{2}{-0,83} \left[\frac{-0,83}{6} \left(3,71 - \frac{-0,83}{6} \right) + 1 \right]^3 - \frac{2}{-0,83} = 2,165 \quad [6]$$

Los valores X_i , se determinan como sigue.

$$Y_i = u_y + K_{Ti}\sigma_y = 4,42 + 2,165 \cdot 0,1 = 4,6365 \quad [7]$$

$$Y_i = \ln(X_i) = 4,6365 \Rightarrow X_i = \exp(4,6365) = 103,108 \text{ m}^3 / \text{s} \quad [8]$$

Ejercicio 7.1

Adaptado de Rojo-Hernández (2020). Se desea canalizar una quebrada, y para ello se diseñan obras cuya vida útil se estima en 50 años, además se admite un riesgo de daño de la estructura del 25%.

a) Determinar los caudales de diseño para la canalización de la quebrada, utilizando las distribuciones de probabilidad Normal, Lognormal, Gumbel y Pearson, con sus respectivos intervalos de

Hidrología Básica

confianza para un $\alpha = 5\%$. Para ello considere los datos de caudales máximos mensuales de la estación Loma Redonda. Los datos originales se indican en la Tabla 7.4 proporcionados por el IDEAM.

La estación 21057010 - Loma Redonda, con una cuenca de 6 km², se encuentra ubicada en la corriente El Estanquillo, municipio de Puracé, departamento del Cauca. La serie disponible de esta estación presenta un periodo de registro que inicia en el año 1970 y finaliza en el año 2000.

b) Realice la curva de caudales de diseño para periodos de retorno de 5, 10, 25, 50 y 100 años, con la distribución Log-Normal, con sus respectivos intervalos de confianza.

Hidrología Básica

Tabla 7.5

Valores de caudales máximos mensuales de caudales en (m³/s) de la estación limnigráfica Loma Redonda sobre la corriente el Estanquillo.

I D E A M - INSTITUTO DE HIDROLOGÍA, METEOROLOGÍA Y ESTUDIOS AMBIENTALES															
SISTEMA DE INFORMACION NACIONAL AMBIENTAL															
VALORES MÁXIMOS MENSUALES DE CAUDALES (m ³ /seg)															
ESTACION : 21057010 LOMA REDONDA															
FECHA DE PROCESO : 2015/02/02															
CAUCA PURACE ESTANQUILLO															
DEPTO MUNCIPPIO PURACE															
CORRIENTE ESTANQUILLO															
IDEAM VALLE-QUINDI															
LM 01															
TIPO EST ENTIDAD REGIONAL															
09 VALLE-QUINDI															
LATITUD 0220 N															
LONGITUD 7616 W															
ELEVACION 3300 m.s.n.m.															

AÑO	EST	ENT	ENERO	FEBRE	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOST	SEPTI	OCTUB	NOVIE	DICIE	VR ANUAL
*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****
1970	2	01						5.480	3.950	5.290	2.470	4.040	1.260	2.200	5.48 3
1971	2	01	1.650	.450	1.320	1.830	2.470	2.470	5.480	5.000	1.830	2.200	1.550	1.740	5.48
1972	2	01	2.559	1.922	1.170	1.550	2.468	6.440	5.480	3.018	2.104	1.922	1.645	1.550	6.44
1973	2	01	.840	.700	.630	1.770	2.940	1.420	2.590	2.590	2.090	1.320	1.930	1.550	2.94
1974	2	01	1.278	1.646	1.094	1.738	1.738	2.198	3.494	1.922	1.830	2.198	1.830	1.830	3.49
1975	2	01	1.860	1.800	1.330	1.330	1.815	4.755	3.250	3.680	2.960	2.235	2.336	2.380	4.76
1976	2	01	1.140	.810	1.140	4.760	1.140	1.140	14.50	10.10	2.820	1.330	1.140	1.610	14.50
1977	2	01	.540	.860	1.600	2.380	2.670	3.180	1.800	10.10	2.810	1.710	1.420	1.420	10.10
1978	2	01	2.235	1.142	1.330	1.800	1.518	6.480	3.465	5.185	1.800	1.706	1.595	1.330	6.48
1979	2	01	.701	.542	1.142	2.525	2.815	3.250	6.840	1.236	1.754	.860	1.612	3.105	6.84
1980	2	01	1.165	.618	3.250	4.325	2.515	4.325	4.830	4.110	3.250	1.970	1.906	1.762	4.33
1981	2	01	.474	2.410	1.510	3.250	1.510	1.970	4.540	4.110	2.085	1.280	1.050	1.050	4.54
1982	2	01	.620	.330	1.050	1.590	5.400	2.990	10.65	4.110	2.600	3.250	1.410	1.950	10.65
1983	2	01	1.950	1.500	1.820	1.022	6.600	1.260	2.370	4.140	2.050	2.510	1.410	1.100	11.02
1984	2	01	1.030	1.420	1.820	3.340	2.310	2.570	4.940	2.700	2.050	1.720	1.830	1.820	4.94
1985	2	01	.695	.825	.890	.760	3.990	3.774	4.206	2.910	2.166	1.482	1.150	1.020	4.21
1986	2	01	1.316	.500	1.316	1.980	1.980	5.298	5.298	1.980	2.073	2.166	1.316	.955	5.30
1987	2	01	.825	.955	.660	6	2.166	2.910	2.166	4.550	1.480	.860	1.009	.835	2.91 3
1988	2	01	1.406	.860	2.001	1.009	2.076	2.150	2.199	4.550	8	.860	1.009	.835	4.55
1989	2	01	.685	1.456	.860	1.282	1.133	1.902	2.051	1.902	2.150	1.282	.984	.910	2.15
1990	2	01	.760	.585	.960	1.902	.835	2.051	2.100	2.100	1.208	.910	.760	1.183	2.15
1991	2	01	.635	.585	1.183	1.208	1.902	2.026	2.150	2.394	1.580	1.158	1.009	1.530	2.39
1992	2	01	.710	.535	.735	1.604	2.026	1.852	2.394	2.394	1.406	1.406	1.257	1.456	2.52
1993	2	01	1.034	.635	1.282	1.505	1.232	1.604	1.356	1.158	1.406	1.208	1.835	1.785	1.60
1994	2	01	.610	.880	1.880	8	1.075	1.530	3.058	8	1.880	8	.880	2.090	8.00
1995	1	01	.610	.880	1.880	8	1.075	1.530	3.058	8	1.880	8	.880	2.090	8.00
1996	1	01	.880	1.600	.790	.430	4.540	2.020	8	1.600	8	1.140	.750	.610	11.64
1997	1	01	.430	.372	.343	.790	1.530	2.966	8	1.600	8	.745	.700	.565	5.06
1998	1	01	.430	.372	.343	.790	1.530	2.966	8	1.600	8	.745	.700	.565	5.06
1999	2	01	1.010	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2000	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2001	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2002	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2003	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2004	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2005	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2006	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2007	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2008	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2009	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2010	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2011	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2012	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2013	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2014	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2015	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2016	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2017	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2018	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2019	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2020	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2021	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2022	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2023	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2024	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2025	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2026	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2027	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2028	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2029	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2030	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2031	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2032	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2033	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2034	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2035	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2036	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2037	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2038	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2039	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2040	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2041	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2042	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2043	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2044	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2045	2	01	1.530	1.600	1.530	4.120	2.966	1.335	5.660	8	3.344	1.745	1.010	1.335	5.96
2046	2														

Hidrología Básica

A partir del procesamiento de los datos se podrá construir las curvas de caudal de diseño como una función del periodo de retorno, como se puede observar a continuación en la Figura 7.3

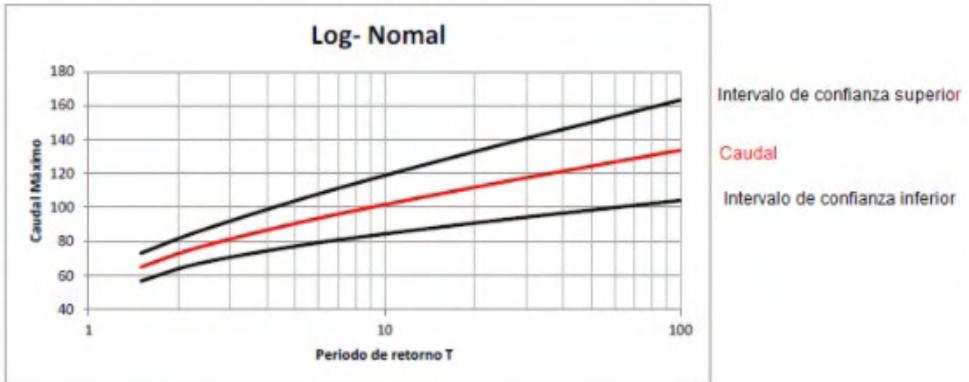


Figura 7.3

Curvas de caudal de diseño en función del periodo de retorno con la distribución log-normal. Fuente: Adaptada de Rojo-Hernández (2020).

8 PRECIPITACIÓN

8.1 GENERALIDADES

Según Smith (1993), la precipitación exhibe una marcada variabilidad en el tiempo y el espacio. Las dramáticas consecuencias de la variabilidad en la precipitación, sequías e inundaciones extremas han determinado amplias características en los asentamientos humanos y el comercio desde tiempos en la antigüedad.

De acuerdo con Bertoni y Tucci (1993) y Monsalve (1999), en hidrología, la precipitación se entiende como toda el agua proveniente del medio atmosférico que alcanza la superficie terrestre. La neblina, lluvia, granizo, rocío, escarcha y nieve son formas diferentes de las precipitaciones; lo que diferencia tales formas de precipitación es el estado en que se encuentra el agua

La disponibilidad de precipitación en una cuenca durante el año es el factor determinante para cuantificar, entre otros, la necesidad de irrigación de cultivos y el abastecimiento de agua a nivel doméstico e industrial. La determinación de la intensidad de la precipitación es importante para el control de inundaciones y la erosión del suelo. Por su capacidad de producir escurrimiento, la lluvia es el tipo de precipitación más importante para la hidrología (Bertoni y Tucci, 1993).

La precipitación hace referencia a la cantidad de agua meteórica total, bien sea en estado líquido o sólido, que cae sobre una determinada superficie geográfica, que recibe el nombre de sección pluviométrica; dicha sección puede ser la superficie colectora de un dispositivo para la medición de lluvia (pluviómetro). La altura de precipitación se refiere a la altura de la capa o lámina de agua que se acumularía sobre una superficie horizontal en el caso en que todas las precipitaciones quedasen inmovilizadas sobre ella. Numéricamente se la determina mediante el cociente entre el volumen de agua caída, expresado en m^3 , y la sección pluviométrica evaluada, en m^2 ; por lo tanto, sus unidades corresponden a dimensiones de longitud, y normalmente se expresa en milímetros (mm). La altura de precipitación puede expresarse en función de un intervalo de tiempo como día, mes o año.

8.2 LA PRECIPITACIÓN COMO UN PROCESO

De acuerdo con Davie (2008), la precipitación es la liberación de agua de la atmósfera para llegar hasta la superficie de la tierra. El término "precipitación" abarca todas las formas de agua liberadas por la atmósfera, incluyendo nieve, granizo y lluvia de agua líquida.

Es el principal aporte de agua para una cuenca fluvial y, como tal, necesita una evaluación cuidadosa en cualquier estudio hidrológico. A pesar de que la lluvia es relativamente fácil de medir (otras formas de precipitación son más difíciles) es notoriamente difícil de medir con precisión y, para agravar la situación, también es extremadamente variable dentro de una zona de captación. A continuación, la Tabla 8.1 presenta las principales clases de precipitación.

Tabla 8.1 Principales clases de precipitación.

Clase	Definición
Lluvia	Gotas de agua líquida de lluvia de entre 0,5 y 7 mm de diámetro
Llovizna	Un subconjunto de lluvia con gotas de menos de 0,5 mm
Aguanieve	Gotas de lluvia heladas; una combinación de nieve y lluvia
Nieve	Complejo de cristales de hielo aglomerados
Granizo	Bolas de hielo de entre 5 y 125 mm de diámetro

Fuente: Adaptado de (Davie, 2008, p. 16)

De todos los componentes del ciclo hidrológico, los elementos que conforman la precipitación, particularmente la lluvia y la nieve, son los más comúnmente medidos. La captación de la lluvia en la medida que cae, y la medición de la profundidad de la nieve mediante lecturas en un dispositivo graduado son procedimientos que los hombres han estado haciendo durante más de 2000 años; de hecho, la primera mención registrada de medición de lluvia proviene de la India, del año 400 a.C. Los primeros pluviómetros se utilizaron en Corea en el 1400 d.C. y 200 años después, en Inglaterra, Sir Christopher Wren inventó el pluviómetro con registro automático (Shaw, 1994).

8.3 FORMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

La precipitación es parte del agua atmosférica, derivada del vapor de agua. Dicha agua existe principalmente en la forma de vapor, pero de manera relativamente rápida se convierte en líquido o sólido. El sol proporciona la fuerza motriz para el ciclo hidrológico, la precipitación proviene del vapor de agua generado desde los océanos y la tierra por la radicación solar (Han, 2010).

El vapor de agua del cual se deriva la precipitación, se encuentra presente en la atmósfera en la forma de gas en cantidades que varían a lo largo del tiempo. La cantidad absoluta de humedad en el aire, en peso por unidad de volumen, es función de la temperatura del aire, y su valor puede variar si el aire ha circulado sobre lugares de la Tierra de los cuales se pueda desprender humedad. La capacidad de transporte de humedad de la atmósfera se dobla con un incremento en la temperatura del orden de 12,5 °C; adicionalmente, el contenido de humedad disminuye con la altitud.

Para que se pueda presentar la lluvia se hace necesario primeramente que se enfríe una porción de la atmósfera hasta que el aire se sature con vapor de agua. En consecuencia, ocurre la condensación dando lugar a la formación de diminutas gotas, las cuales se hacen colectivamente en la forma de nubes o neblina.

Según Monsalve (1999), la producción de lluvia requiere tres condiciones:

- Un mecanismo que produzca el enfriamiento del aire húmedo.
- Un mecanismo que propicie la condensación del vapor mediante la presencia de núcleos higroscópicos.
- Un mecanismo que produzca el crecimiento de las gotas en las nubes.

8.3.1 Mecanismos que producen el enfriamiento de una masa de aire húmedo

Cuando una masa de aire asciende dentro de la tropósfera, su temperatura disminuye de acuerdo con un gradiente, el cual depende del contenido de humedad del aire. Si el ascenso de la masa de aire es suficiente para atravesar el "nivel de condensación", la temperatura del aire, t_a , descenderá hasta quedar por debajo de la temperatura del punto de rocío, t_d .

Se llama nivel o altura de condensación, Z_c , aquel para el cual la temperatura del aire, t_a , es igual a la temperatura de condensación del vapor presente en el aire; este último valor es aproximadamente igual a la temperatura de rocío de la masa de aire, a la altura Z_c .

El mecanismo de ascenso de las masas de aire húmedo está relacionado con cuatro factores, que pueden actuar independientemente o en forma combinada, dichos factores son: orografía, convección, convergencia y frentes; dichos factores serán analizados en el ítem 8.4.

8.3.2 Mecanismo que produce la condensación del vapor sobre “núcleos de condensación”

El proceso de condensación requiere de la presencia en la atmósfera de núcleos de condensación (denominados núcleos higroscópicos) sobre cuyas superficies se produce el fenómeno; tales núcleos pueden ser gotas de agua, partículas de hielo, sales o impurezas en suspensión en el aire.

Al producirse la condensación, el agua que pasa del estado gaseoso al estado líquido o sólido, se hace visible, y las gotas de agua y las partículas de hielo que se van formando actúan a su vez como nuevos núcleos de condensación.

En general, se espera que para temperaturas entre 0°C y -40°C se generen gotas de agua y partículas de hielo, y que por encima del nivel de -40°C solamente se formen partículas de hielo.

8.3.3 Mecanismo que produce el crecimiento de las gotas en las nubes hasta obtener un tamaño que les permita caer

Las pequeñas gotas de agua y las partículas de hielo que forman las nubes se encuentran sostenidas individualmente por las componentes ascensionales del aire en movimiento, las cuales son relativamente pequeñas, pero suficientes para sostener partículas que posean hasta un determinado peso.

En el momento en que el peso de la gota de agua o de la partícula de hielo es menor que la fuerza ascensional actuante sobre ella, se genera un movimiento ascendente de la partícula o gota, durante el cual se producen choques con las que encuentra en su camino, pudiendo generar ganancia o pérdida de tamaño y la modificación de sus condiciones de temperatura y presión. Cuando el peso de la gota de agua o de la partícula de hielo es mayor que la fuerza ascensional que actúa sobre ella se produce un movimiento descendente de las partículas.

Además del proceso que mantiene en un movimiento oscilatorio, hacia arriba y hacia abajo, a las partículas que conforman la nube, se presentan la atracción electrostática entre partículas y la turbulencia. Los procesos anteriormente mencionados hacen que un tiempo después de formarse la nube coexistan las gotas de agua y las partículas de hielo en todos los niveles, desde su base hasta el extremo superior.

Las gotas de agua y las partículas de hielo que en un momento dado alcanzan las condiciones de peso que les permiten vencer la fuerza ascensional del aire, se concentran en la base la nube, otorgándole un color gris oscuro a negro, propio de las nubes denominadas "nimbus", y posteriormente caen como precipitación.

De acuerdo con Monsalve (1999) y Han (2010), existen dos procesos de crecimiento de las gotas:

- 1) La coalescencia, que consiste en el aumento del tamaño de las gotas debido al contacto y colisión con otras gotas; además, las cotas grandes que están cayendo incorporan a las gotas más pequeñas.
- 2) La difusión de vapor, proceso por el cual el aire, después del nivel de condensación, continúa evolucionando y provoca difusión (transporte) de vapor súper saturado y su consiguiente condensación en torno a las pequeñas gotas que aumentan de tamaño y pequeños cristales de hielo.

8.4 TIPOS DE PRECIPITACIÓN

De acuerdo con Linsley et al. (1977), la precipitación lleva a menudo el nombre del factor responsable del levantamiento del aire que produce el enfriamiento en gran escala y necesario para que se produzcan cantidades significativas de precipitación.

Con base en lo reportado por Han (2010), Villela y Mattos (1975), Linsley et al. (1977), Nogueira-Garcez, y Acosta-Alvarez (1988) y Monsalve (1999), existen tres categorías principales de precipitaciones: las precipitaciones convectivas, las orográficas y las de convergencia. Según Silva (1998), además de las tres categorías anteriores, clasifica por separado la precipitación por frentes.

8.4.1 Precipitación por convergencia

Dentro de esta categoría también existen tres tipos: la convergencia propiamente dicha, los ciclones y los frentes.

La convergencia. Se refiere al proceso por el cual dos masas de aire que se mueven al mismo nivel, en direcciones opuestas, chocan y son obligadas a subir. Ejemplos de convergencia son los vientos que bajan por las laderas y convergen en un valle y los ciclones, o sea masas de aire de baja presión en el centro, las cuales giran en sentido antihorario en el hemisferio norte. Por estar el centro del ciclón a baja presión, se presentan componentes del

viento, a nivel del suelo, que van desde el exterior hacia el centro del ciclón, las cuales convergen mediante el "efecto de chimenea". El choque entre las dos masas de aire hace que ambas se eleven.

El ciclón. Las precipitaciones ciclónicas se encuentran asociadas al movimiento de masas de aire de alta presión hacia regiones de baja presión; dichas diferencias de presión son causadas por el calentamiento desigual de la superficie terrestre (Villela y Mattos, 1975). El ciclón consiste en una masa de aire circular con baja presión que gira en el sentido contrario al de las manecillas del reloj en el hemisferio norte, tiene en su centro el "ojo del ciclón", donde la presión es baja en comparación con la masa del aire. Funciona, entonces, como una chimenea, haciendo subir el aire de las capas inferiores; por ello la precipitación ciclónica resulta del levantamiento del aire, que converge en un área de baja presión.

Los frentes. Existe un frente cuando una masa de aire en movimiento choca con otra masa de aire en reposo relativo. La precipitación frontal resulta del levantamiento de aire cálido a un lado de una superficie frontal sobre aire más denso y frío.

Frente frío. Cuando la temperatura de la masa que se mueve es fría comparada con la de la masa en reposo, el frente se llama "frente frío" como se ilustra en la Figura 8.1. El frente frío más notable es el Frente Polar, el cual se produce cuando las masas frías del polo comienzan su desplazamiento hacia el Ecuador. La precipitación de frentes fríos es de corta duración y se forma cuando la masa de aire cálido es obligada a subir debido al efecto del avance de una masa de aire frío, lo que hace que la cara delantera sea la de un frente frío. Los frentes fríos se desplazan más rápidamente que los frentes cálidos, y sus superficies frontales poseen pendientes más inclinadas y en consecuencia, el aire cálido se eleva mucho más rápidamente y las tasas de precipitación suelen ser mucho mayores.

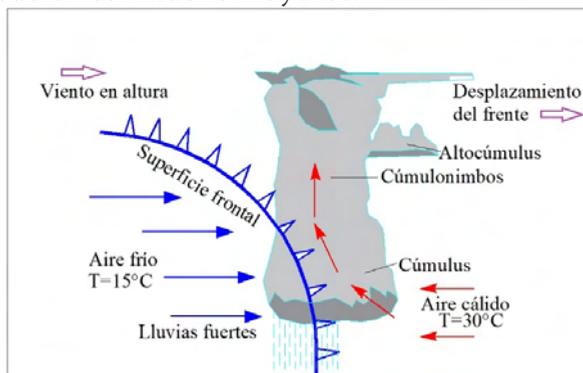


Figura 8.1
Ilustración de la precipitación generada por frente frío.

Frente cálido.

La precipitación por frentes cálidos se forma cuando el aire de mayor temperatura avanza hacia arriba sobre una masa de aire más frío, como se ilustra en la Figura 8.2. En este tipo de frente la tasa de ascenso es relativamente baja ya que la pendiente promedio de la superficie frontal es menor que la del frente frío. La precipitación suele tener una duración mayor y puede extenderse del orden de 300 a 500 km por delante del frente, su intensidad varía entre ligera y moderada y se manifiesta hasta que termina el paso del frente.

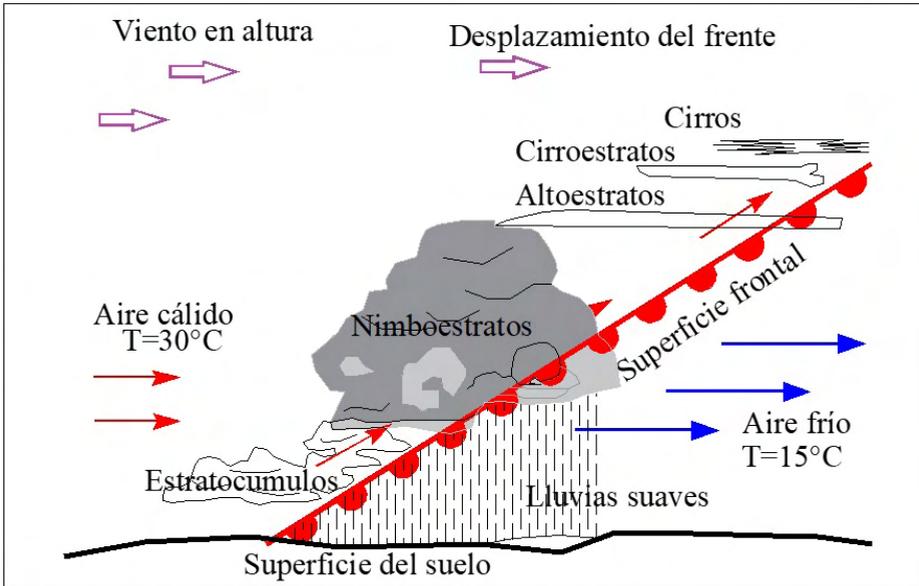


Figura 8.2 Ilustración de la precipitación generada por frente cálido.

8.4.2 Precipitaciones convectivas

La convección se presenta por diferencia de densidad entre dos masas de aire que se encuentran a distinto nivel; en ese caso, el aire frío o denso que está en el nivel superior desaloja al aire cálido o liviano del nivel inferior, obligándolo a subir. El proceso es lento cuando las diferencias de densidad entre las masas de aire no son importantes; por ejemplo, en las horas de la madrugada cuando tanto la superficie de la tierra como la atmósfera adyacente están frías. El mecanismo de elevación de las masas de aire húmedas se ilustra en la Figura 8.3.

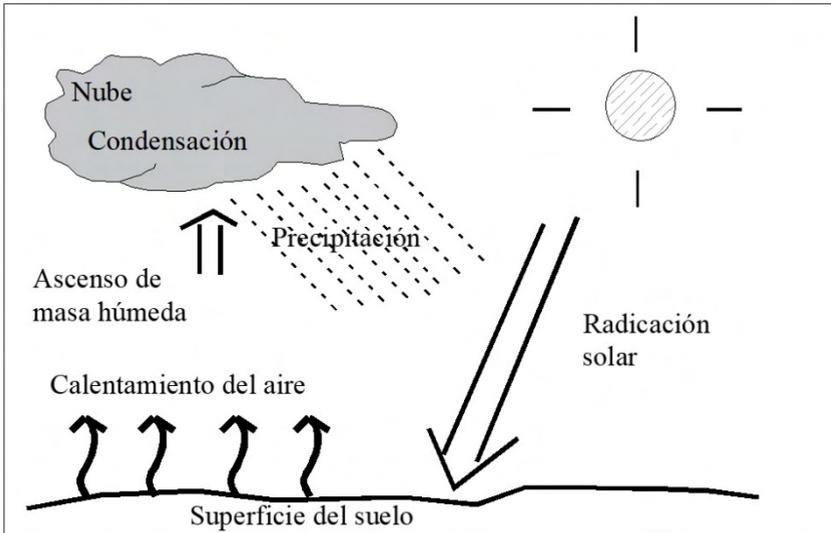


Figura 8.3
 Ilustración de la precipitación convectiva.

Según Villela y Mattos (1975) las precipitaciones convectivas son típicas de las regiones tropicales. El calentamiento desigual de la superficie terrestre provoca la aparición de capas de aire con densidades diferentes, lo que genera una estratificación térmica de la atmósfera en equilibrio inestable. Si dicho equilibrio fuese quebrado por algún motivo se provoca el ascenso brusco y violento del aire menos denso, siendo capaz de alcanzar grandes altitudes. Las diferencias en temperatura pueden ser también fruto del ascenso mecánico cuando el aire más cálido y leve es forzado a pasar sobre una masa de aire más fría y con mayor densidad, o por el paso de la masa de aire sobre una barrera montañosa.

Las precipitaciones convectivas presentan gran intensidad y corta duración y se concentran en áreas pequeñas, por ello son de importancia para cuencas pequeñas (Villela y Mattos, 1975)

8.4.3 Precipitaciones orográficas

Según Silva (1998), el efecto orográfico se presenta cuando la masa de aire húmedo en movimiento encuentra una barrera topográfica, y es obligada a ascender siguiendo los accidentes naturales del terreno; si estos últimos son pronunciados, ocurre un efecto combinado de orografía y turbulencia. Este tipo de precipitación se ilustra en la Figura 8.4.

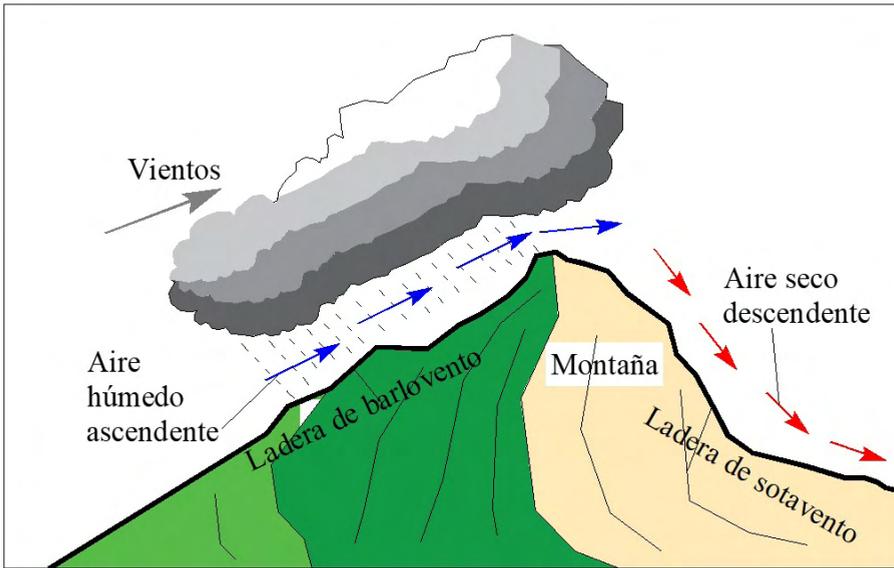


Figura 8.4
Ilustración de la precipitación orográfica.

La precipitación orográfica resulta del ascenso mecánico de corrientes de aire húmedo con movimiento horizontal cuando chocan sobre barreras naturales, tales como una cadena de montañas, en las que el terreno quebrado define patrones de tormentas típicas.

Las precipitaciones orográficas se presentan en la vertiente que corresponde al lado de la montaña por el cual asciende el aire (barlovento) porque la mayor parte de la humedad atmosférica permanece a ese lado y se condensa, formando nubes; por el lado opuesto (sotavento) la masa de aire desciende relativamente seca y aumenta su temperatura.

En la naturaleza, los efectos de los diversos tipos de enfriamiento antes mencionados a menudo se encuentran interrelacionados, por ello la precipitación resultante no puede identificarse como de un único tipo.

Según Nogueira-Garcez, y Acosta-Alvarez (1988), las precipitaciones por frentes y las orográficas alcanzan grandes áreas con notable duración y baja intensidad, adquiriendo mayor importancia para el estudio de grandes cuencas hidrográficas.

8.5 MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

De acuerdo con Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), los instrumentos de medición de precipitación se basan en la exposición de un

recipiente cilíndrico abierto en su parte superior y de lados verticales, en el cual se recoge el agua producto de la lluvia, registrando su altura.

8.5.1 Pluviómetros

Consisten en un recipiente cilíndrico fabricado en lámina metálica inoxidable, de aproximadamente 20 cm de diámetro y de 60 cm de alto. La tapa del cilindro consiste en un embudo receptor, se suele colocar en el embudo un par de mallas para evitar el ingreso de residuos sólidos, hojas u otros objetos. La base del embudo se comunica con una probeta graduada cuya sección circular es del orden de 10 veces menor que la sección de la tapa del pluviómetro, situación que permite medir la altura de agua en la probeta (hp), con una aproximación de hasta décimos de mm, ello debido a que cada cm medido en la probeta corresponde a un mm de altura de lluvia. Los registros pluviométricos se toman, por lo general, cada 24 horas en las zonas de fácil acceso o cada mes en las áreas alejadas de asentamientos poblacionales; en este último caso los aparatos reciben el nombre de “pluviómetros totalizadores”.

A continuación, la Figura 8.5 ilustra mediante fotografías la representación de un pluviómetro, localizado en la Estación Meteorológica de Agrosavia en Obonuco, municipio de Pasto.



Figura 8.5
Imágenes de un pluviómetro

Cuando es necesario estudiar lluvias de corta duración, los registros pluviométricos no son suficientes; en tal caso, se utilizan los registros gráficos que se obtienen con aparatos registradores o pluviógrafos, que se explicarán a continuación.

8.5.2 Pluviógrafos

Los pluviógrafos, son aparatos que registran la precipitación automáticamente y de forma continua, lo que permite su interpretación para pequeños intervalos de tiempo. Su mecanismo se fundamenta en un tambor que gira a velocidad constante sobre el cual se dispone un papel graduado. El recipiente cuenta con un flotador que se une mediante un juego de varillas a una plumilla que marca la altura de precipitación en el papel (ver Figura 8.6). El recipiente normalmente tiene una capacidad de 10 mm de lluvia y, al alcanzarse esta capacidad, se vacía automáticamente mediante un sifón. Según Villela y Mattos (1975) los pluviógrafos, que usualmente poseen un área receptora de 200 cm², permiten analizar la relación intensidad-duración-frecuencia, que es de gran importancia para el estudio de crecientes en pequeñas cuencas hidrográficas.

A continuación, la Figura 8.6 ilustra mediante fotografías la representación de un pluviógrafo, localizado en la Estación Meteorológica de Agrosavia en Obonuco, municipio de Pasto.



Figura 8.6
Imágenes de un pluviógrafo

En la imagen de la derecha en la Figura 8.6 se puede apreciar el tambor giratorio con el papel graduado sobre el que la plumilla ha establecido una marca constante en virtud de la ausencia de precipitación; en la parte inferior derecha de la misma se observa el sifón que realiza el vaciado automático. Los registros pluviográficos o “pluviogramas” permiten conocer la duración de los aguaceros y su intensidad.

8.6 PRECIPITACIÓN MEDIA EN UN ÁREA

En muchos tipos de problemas hidrológicos es necesario determinar la precipitación promedio sobre un área específica, para una tormenta específica o para un periodo de tiempo dado, por ejemplo, en base anual (Linsley et al., 1977).

Según Bertoni y Tucci (1993), para calcular la precipitación media en una superficie es necesario utilizar las observaciones dentro de la misma, así como las registradas en las zonas aledañas. Usualmente se admite que la precipitación media corresponde a una lámina de agua de altura uniforme sobre toda el área en consideración, asociada a un periodo de tiempo dado (como horas o días).

Los análisis discretos de la lluvia se pueden realizar a partir de registros pluviométricos, donde las lecturas se llevan a cabo en intervalos de tiempo del orden de cada 6 horas, cada 12 horas o, lo más común, cada 24 horas. En este último caso, el análisis de la información se basa en la selección de un valor representativo para cada intervalo y para ello se recurre a un análisis estadístico y/o probabilístico.

Existen diferentes métodos para determinar la precipitación media en un área, conforme a la ponderación que se hace de las observaciones puntuales disponibles. A continuación, se describen los métodos más usuales con base en lo descrito por Souza-Pinto et al. (1976), Linsley et al. (1977), Bertoni y Tucci (1993), Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006), Davie (2008), así como por Cahuana-Andía y Yugar-Morales (2009).

Para complementar la explicación de los métodos más comúnmente utilizados se realizará el análisis de datos de precipitación para once estaciones, donde los valores de las precipitaciones se expresan en milímetros, según la Tabla 8.2.

Tabla 8.2
 Coordenadas de las estaciones pluviométricas y su precipitación

Punto	Este (m)	Norte (m)	P (mm)	Comentarios
1	313288,363	99327,5018	1,72	E1
2	310858,119	78529,7518	3,87	E2
3	329019,833	86769,1495	5,09	E3
4	348846,158	82403,8859	4,56	E4
5	324141,132	68763,0103	7,13	E5
6	301838,041	61317,928	4,08	E6
7	319018,115	53683,2861	7,9	E7
8	332316,427	53513,4766	13,25	E8
9	336532,089	61273,2699	11,93	E9
10	348628,728	40141,3254	14,31	E10
11	327341,515	28640,1617	15,25	E11

La distribución espacial de las estaciones pluviométricas se ilustra en la Figura 8.7.

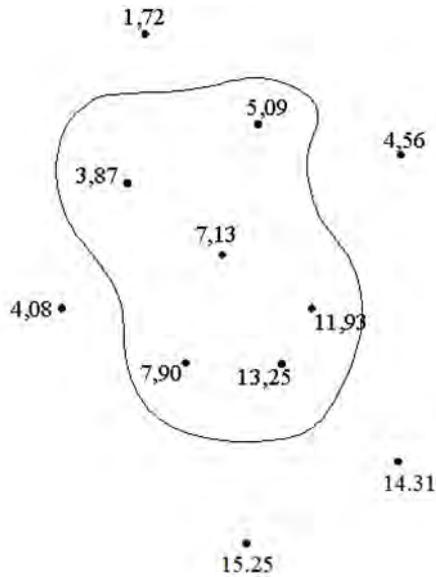


Figura 8.7
 Distribución de las estaciones pluviométricas y valores registrados.

8.6.1 Método del promedio aritmético

El método más simple de obtener la precipitación promedio consiste en calcular un promedio aritmético de las cantidades de lluvia registradas en el área, en dicho método se admite que todos los pluviómetros del área poseen el mismo peso.

Este método da unos buenos estimativos en áreas planas siempre y cuando los pluviómetros se encuentren distribuidos de manera uniforme y la variación en las medidas individuales registradas por los medidores no sea muy grande con respecto a la media aritmética. Estas limitaciones se pueden prever si las influencias topográficas y la representatividad del área se consideran en la selección de los sitios en los cuales se van a emplazar los pluviómetros; el valor de la precipitación media se calcula mediante la siguiente expresión:

$$\bar{P}_{\text{Aritmética}} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad [8.1]$$

Donde:

P_i : son los registros $P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$ de precipitaciones colectados en los n pluviómetros de la zona en el mismo intervalo de tiempo (una tormenta determinada, una estación lluviosa, un año calendario o hidrológico). Según Silva (1998) para aplicar este método se incluyen solamente las estaciones que se encuentren dentro del área de estudio.

Ejemplo 8.1

Para la cuenca que se presenta en la Figura 8.7, con un área total de 1621,3 km², estime el valor de la precipitación media mediante el método del promedio aritmético.

Recurriendo a la fórmula definida para el método en cuestión se tiene:

$$\bar{P}_{\text{Aritmética}} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} = \frac{5,09 + 3,87 + 7,13 + 11,93 + 13,25 + 7,90}{6} = 8,20 \text{ mm} \quad [8.2]$$

La precipitación media calculada a partir del método del promedio aritmético es de 8,20 mm.

8.6.2 Método de las Curvas Isoyetas

Las isoyetas son líneas que unen puntos de igual precipitación, las cuales pueden ser trazadas para un evento en particular o para una duración específica. Para el trazado de las isoyetas se puede seguir la siguiente secuencia:

Localizar las estaciones en un mapa de la región de interés y registrar el valor de la precipitación medida para el periodo escogido en cada estación.

Esbozar líneas de igual precipitación, escogiendo números enteros o característicos; esto en caso que dentro de los registros de lluvias ya existan tales valores.

Trazar, con la información registrada en las estaciones, líneas que unen puntos de igual altura de precipitación por medio de interpolación entre las estaciones (isoyetas); el procedimiento es similar al aplicado para la determinación de las curvas de nivel en topografía.

Utilizar un mapa del relieve y superponerlo con el mapa de las isoyetas y realizar un ajuste de las líneas en función del relieve.

Para el trazado de las isoyetas no suele ser suficiente una simple interpolación lineal, sino que deberán considerarse las características de localización de cada pluviómetro (situación, vegetación circundante, altitud, topografía, entre otras), y con base en ellas se procede a efectuar una interpolación con criterio más amplio.

La precipitación promedio para el área se calcula ponderando la precipitación entre isoyetas. Para una zona con diferentes áreas y sus respectivas isoyetas se tiene que la fórmula para el cálculo de la precipitación media es:

$$\bar{P}_{\text{isoyetas}} = \frac{\sum_{i=2}^n \left[\frac{1}{2} (P_{i-1} + P_i) \cdot A_{i-1} \right]}{\sum_{i=2}^n A_{i-1}} = \frac{\sum_{i=2}^n [(P_{i-1} + P_i) \cdot A_{i-1}]}{2 \cdot A} \quad [8.3]$$

Donde:

$P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$: Valores de precipitación asignados a cada isoyeta

$A_1, A_2, A_3, \dots, A_{n-1}$: Áreas entre las isoyetas $P_1-P_2, P_2-P_3, \dots, P_{n-1}-P_n$.

El método de las curvas isoyetas suele proporcionar los resultados más exactos, pero el carácter subjetivo del dibujo de las mismas hace necesario que se posea para ello un buen conocimiento de las características climáticas y físicas de la zona.

En la construcción de un mapa de isoyetas, se recomienda utilizar los conocimientos asociados a los posibles efectos orográficos sobre las características de la tormenta, de tal manera que se logre establecer un mapa que represente un patrón de precipitaciones más real que el que se obtendría únicamente a partir de las lluvias registradas. Si únicamente se recurriera a la interpolación lineal de los valores de lluvias entre estaciones, el resultado sería básicamente el mismo que se obtendría por medio del método de los polígonos de Thiessen, que se explicará después del siguiente ejemplo.

Ejemplo 8.2

Para la misma cuenca del Ejemplo 8.1, cuya área total es de 1621,3 km², estime el valor de la precipitación media mediante el método de las curvas isoyetas. Los valores de lluvia registrados durante el evento en estudio se encuentran, para las once estaciones, en milímetros.

A continuación, la Figura 8.8 presenta la distribución de las curvas isoyetas dentro del área de estudio.

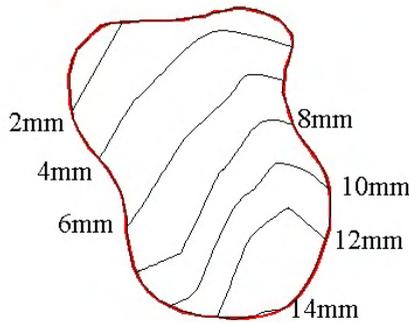


Figura 8.8

Dibujo de las isoyetas en la cuenca.

Para efectos de realizar los cálculos de una manera más didáctica y organizada, se presenta la Tabla 8.3 con el resumen de las informaciones relativas a cada curva isoyeta:

Tabla 8.3 Datos para el método de las isoyetas.

Columna 1	Columna 2	Columna 3	Columna2*Columna3
Isoyeta	Área neta (km2)	Precipitación promedio (mm)	Volumen de precipitación (km2*mm)
0-2	46,4	1,5	69,6
2-4	262,2	3	786,6
4-6	351,4	5	1757
6-8	295,5	7	2068,5
8-10	228,2	9	2053,8
10-12	194,6	11	2140,6
12-14	184,1	12,8	2356,48
Total	1562,4		11232,58

La precipitación media calculada a partir del método de las curvas isoyetas será el resultado de dividir la sumatoria de valores de la columna 5 entre la sumatoria de valores de la columna 3; es decir:

$$\bar{P}_{isoyetas} = \frac{11269,4}{1562,4} = 7,20mm$$

8.6.3 Método de los polígonos de Thiessen

El método se debe al ingeniero norteamericano Alfred H. Thiessen para superar la dificultad que representa una distribución espacial no uniforme de los pluviómetros dentro del área en consideración; el método pretende considerar la no uniformidad en la distribución de los pluviómetros mediante un factor de ponderación para cada uno de ellos.

Básicamente, el método consiste en:

Colocar las estaciones en un mapa y dibujar líneas que conecten unas con otras.

Unir, por medio de líneas rectas dibujadas sobre un plano de la cuenca, las estaciones más próximas entre sí (representadas mediante líneas discontinuas en la Figura 8.9). Con dichas líneas se forman triángulos en cuyos vértices se encuentran las estaciones pluviométricas.

Trazar líneas rectas que bisectan los lados de los triángulos. Las mediatrices, o perpendiculares bisectrices de estas líneas, forman polígonos alrededor de cada estación. Por geometría elemental, las líneas correspondientes a cada triángulo convergerán en un solo punto o circuncentro, los triángulos que se generan deben tener el circuncentro dentro del triángulo o triángulos acutángulos, que no sean triángulos obtusángulos ni rectángulos.

Cada una de las estaciones pluviométricas quedará rodeada por las líneas rectas definidas en el segundo paso, y el resultado de ello es la formación de los llamados polígonos de Thiessen y, en algunos casos, se encontrarán también conformados por el parteaguas de la cuenca (Figura 8.9).

El área encerrada por los polígonos de Thiessen y el parteaguas será el área de influencia de la estación correspondiente, y se expresa como un porcentaje del área total.

El promedio ponderado de lluvias para el área total es el resultado de multiplicar la precipitación en cada estación por el porcentaje de áreas asignado y la posterior suma de los valores parciales; los resultados obtenidos a través de este método son por lo general más exactos que los obtenidos a través de un simple promedio aritmético.

Con base en lo anterior, la precipitación promedio sobre la cuenca se evalúa con la siguiente ecuación:

$$\bar{P}_{\text{Thiessen}} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i \cdot P_i}{A} \quad [8.4]$$

Donde:

- P_{Thiessen} : Precipitación promedio sobre la cuenca, en mm.
- A_i : Área del polígono de cada una de las estaciones i dentro de la divisoria de aguas de la cuenca, en km^2 o m^2 .
- A : Área total de la cuenca, en km^2 o m^2 .
- P_i : Precipitación en la estación i para el periodo de estudio, en mm.

Al calcular el área encerrada por cada estación y al establecer su relación con el área total, se obtienen los pesos relativos para cada pluviómetro y posteriormente se puede calcular el valor de la precipitación promedio a partir de un promedio ponderado.

Una limitación implícita en el método de Thiessen es su poca flexibilidad ante modificaciones en la red de estaciones de medición, ello debido a que se requiere la generación de un nuevo diagrama cada vez que se presente un cambio en la red. El método tampoco tiene en cuenta las influencias de tipo orográfico (el relieve de la cuenca en estudio). En síntesis, el procedimiento de los polígonos de Thiessen supone una variación lineal de la precipitación entre las estaciones y asigna un segmento de área a la estación más cercana.

Ejemplo 8.3

Para la misma cuenca del Figura 8.1, cuya área total es de 1621,3 km², y que se presentó en la Figura 8.3 estime el valor de la precipitación media a través del método de los polígonos de Thiessen. Los valores de lluvia registrados durante el evento en estudio se encuentran, para las once estaciones, en milímetros.

A continuación, la Figura 8.9 presenta la distribución de los polígonos de Thiessen dentro del área de estudio:

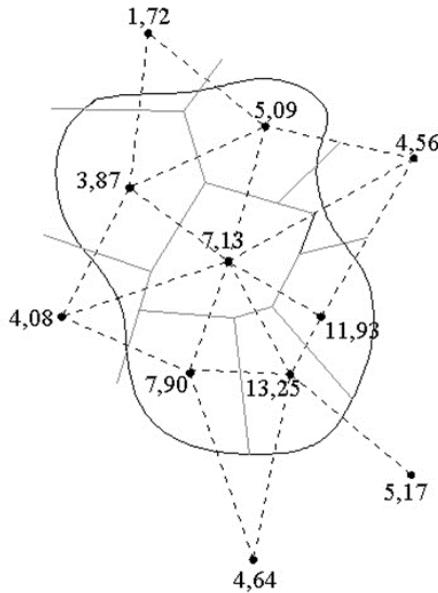


Figura 8.9
Conformación de los polígonos de Thiessen

Para efectos de realizar los cálculos de una manera más didáctica y organizada, se presenta a continuación la Tabla 8.4 con el resumen de las informaciones relativas a cada polígono de Thiessen:

Tabla 8.4 Datos para el método de polígonos de Thiessen

Columna 1	Columna 2	Columna 3	Col 1 * (Col 3/100)
Precipitación medida (mm)	Área (km ²)	Porcentaje del área total (%)	Precipitación ponderada (mm)
1,72	18,1	1,12	0,019
3,87	330,6	19,17	0,742
5,09	282,3	17,41	0,886
4,56	32,7	2,02	0,092
7,13	278,1	17,15	1,223
4,08	51,8	3,19	0,130
7,9	238,3	14,70	1,161
13,25	212,4	13,10	1,736
11,93	196,8	12,14	1,448
Total	1621,3	100,0	7,44

La precipitación media calculada a partir del método de los polígonos de Thiessen es de 7,44 mm

8.7 ANÁLISIS DE LLUVIAS EN UNA ESTACIÓN

Antes de proceder al análisis de las lluvias se debe verificar que los registros estén completos, de lo contrario se debe realizar un estimativo de los datos faltantes; así mismo, se debe verificar la consistencia del registro como se verá a continuación.

8.7.1 Estimativo de datos faltantes en un registro

Suele suceder frecuentemente que el registro de datos pluviométricos está incompleto por diferentes causas, como ausencia del operador, ausencia del aparato, fallas del aparato, no se tomaron uno o varios datos, entre otras. Para ello se necesitan al menos tres estaciones en la misma región (Silva, 1998; Cahuana-Andía y Yugar-Morales, 2009). Existen varios métodos para completar los datos faltantes, a saber:

- Método del promedio aritmético
- Método de la relación normalizada
- Método del United States National Weather Service
- Método Racional Deductivo

Los dos primeros métodos se aplican dependiendo de la diferencia de error (%E), el cual se encuentra mediante el siguiente procedimiento:

Se calcula la precipitación media anual para la estación X, (estación con datos faltantes).

$$\bar{P}_X = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad [8.5]$$

Donde:

n : Número de años, o meses, de medición en la estación problema X.

Se calcula la precipitación media anual de las precipitaciones promedio de las estaciones vecinas. En este caso se calcula primero la precipitación media anual de cada estación vecina, luego se obtiene el promedio de la precipitación de todas las estaciones vecinas $\bar{P}_{vecinas}$.

Se calcula el porcentaje de variación (%E) entre la precipitación media anual de la estación X y el promedio de las precipitaciones medias anuales de las estaciones vecinas.

$$\% E = \frac{\left| \left(\bar{P}_X - \bar{P}_{vecinas} \right) \right|}{\bar{P}_{vecinas}} 100 \quad [8.6]$$

Si el valor de %E es menor al 10%, se usará el método del promedio aritmético, de lo contrario se aplica el método de la relación normalizada.

Método del promedio aritmético

Este método se usa para estimar datos faltantes de precipitación de series mensuales o anuales. El dato faltante se calcula como el promedio de la precipitación de las estaciones vecinas para el mismo año, del año faltante, como:

$$P_X = \frac{\sum_{i=1}^m P_i}{m} \quad [8.7]$$

Donde:

m : Número de estaciones vecinas, i varía entre 1,2,...,m; P_X es el valor de la precipitación faltante de la estación X y P_i es la precipitación de cada estación vecina para el mismo año.

Método de la relación normalizada

La P_x se encuentra según la siguiente ecuación:

$$P_x = \frac{1}{m} \left(\frac{\bar{P}_x}{P_1} P_1 + \frac{\bar{P}_x}{P_2} P_2 + \dots + \frac{\bar{P}_x}{P_m} P_m \right) \quad [8.8]$$

Donde:

P_x : Precipitación media anual o mensual en la estación incompleta (mm)

\bar{P}_x : Precipitación media anual (o mensual) en las estaciones vecinas 1, 2,... y m (mm)

P_1, P_2, \dots, P_m : Precipitación anual (o mensual) observada en las estaciones 1,2,... y m para la misma fecha que la faltante, (mm).

Cuando el método es aplicado para estimar datos mensuales, los valores de P_1, P_2 y P_m corresponden al mes que se estima.

Ejemplo 8.4

Estimar el valor faltante de la precipitación en el mes de agosto de 1979 en una estación X, sabiendo que durante ese mes se registraron 68,3 mm en la estación A, 75,6 mm en la B, 71,4 mm en la C y 80,2 mm en la estación D. Los valores medios para el mes de agosto, en las cinco estaciones son: X = 68,7 mm, A = 67,3 mm, B = 71,2mm, C = 69,0 mm, D = 73,7 mm (HIMAT, 1990).

Cálculo del porcentaje de error:

Primero se halla el promedio de los valores medios de las estaciones vecinas:

$$\bar{P}_{vecinas} = \frac{\bar{P}_A + \bar{P}_B + \bar{P}_C + \bar{P}_D}{4} = \frac{67,3 + 71,2 + 69,0 + 73,7}{4} = 70,3mm \quad [8.9]$$

$$\% E = \frac{\left| \bar{P}_x - \bar{P}_{vecinas} \right|}{\bar{P}_{vecinas}} * 100 = \frac{\left| (68,7 - 70,3) \right|}{70,3} * 100 = 2,27\% < 10\% \quad [8.10]$$

El dato faltante para el mes de agosto de 1979 en una estación X, se calcula con el promedio aritmético de los datos de las estaciones vecinas, para el mismo mes.

$$\bar{P}_{agostoX} = \frac{68,3 + 75,6 + 71,4 + 80,2}{4} = 73,93mm$$

Para efectos de mostrar el cálculo con el método de la relación normalizada, con los mismos datos, se tiene:

$$P_{agostoX} = \frac{1}{4} \left(\frac{68,7}{67,3} 68,3 + \frac{68,7}{71,2} 75,6 + \frac{68,7}{69,0} 71,4 + \frac{68,7}{73,7} 80,2 \right) = 72,1mm$$

8.7.2 Análisis de consistencia

Según Guilarte (1978), cuando se debe usar los datos de lluvia en la solución de problemas hidrológicos, es necesario asegurarse de que las tendencias de los datos respecto al tiempo son debidas a causas solamente meteorológicas. De no ser así, los datos deben ajustarse mediante la comparación de los valores individuales con la media y se debe ajustar aquellos que difieran mucho con esta, de acuerdo con los métodos estadísticos usuales.

Las causas más frecuentes que generan cambios en la cantidad de lluvia captada por un pluviómetro, y que hacen que los datos no sean consistentes son: los cambios en la localización de una estación pluviométrica durante el periodo de registro; cambios en la instrumentación utilizada, instalación defectuosa de los pluviómetros; alteración en la exposición por cambios en las condiciones adyacentes a los pluviómetros, tales como construcción de obras civiles y el crecimiento de árboles; cambios en los procedimientos de observación, como podría ser el cambio de operador o el uso de unidades de medida diferentes (Linsley et al., 1977; Guilarte, 1978; Aparicio-Mijares 1992; Silva, 1998)

El análisis de dobles masas consiste en construir un gráfico cartesiano una curva doblemente acumulativa (también conocida como curva de masa o curva de dobles masas) en la que sobre un eje se relacionan los valores totales anuales acumulados de una determinada estación en estudio y sobre el otro los datos del patrón, que consiste en el promedio acumulado de los valores totales anuales de las estaciones de la región, considerada homogénea desde el punto de vista hidrológico (Villega y Mattos, 1975; Jiménez, 1986).

En condiciones normales se observaría que los datos se alinearían en una línea recta, siempre que en la estación en estudio no hayan existido cambios; en caso contrario, la línea cambia de pendiente en el año a

partir del cual la estación comenzó a operar en condiciones diferentes, y es lo que constituye la inconsistencia de los datos. Para poder asimilar los datos recogidos después del quiebre con los del periodo más reciente, se ajusta el periodo más antiguo según la razón de las pendientes (Linsley et al., 1977; Jiménez, 1986).

La curva se obtiene de la siguiente manera Sousa-Pinto et al., (1976):

- Se escogen varias estaciones pluviométricas de una región homogénea
- Se calculan los valores totales de precipitación de cada estación
- Se calcula el promedio aritmético de los valores totales precipitados en cada año en todas las estaciones y se acumula dicho valor promedio
- Se grafican todos los valores de los promedios acumulados de las estaciones versus los valores totales acumulados de cada una de ellas

Usualmente los registros que requieren ser corregidos son los más antiguos, dicha corrección se hace con base en los registros más recientes, ello bajo la premisa que el registro de datos de los últimos años han sido realizados mediante técnicas más precisas que para el caso de los registros más antiguos (Cahuana-Andia y Yugar-Morales, 2009). En el análisis de dobles masas se pueden presentar los siguientes casos:

CASO A.

Cuando el registro de la estación X es consistente, los datos se ajustan a una línea recta, como se observa en la Figura 8.10

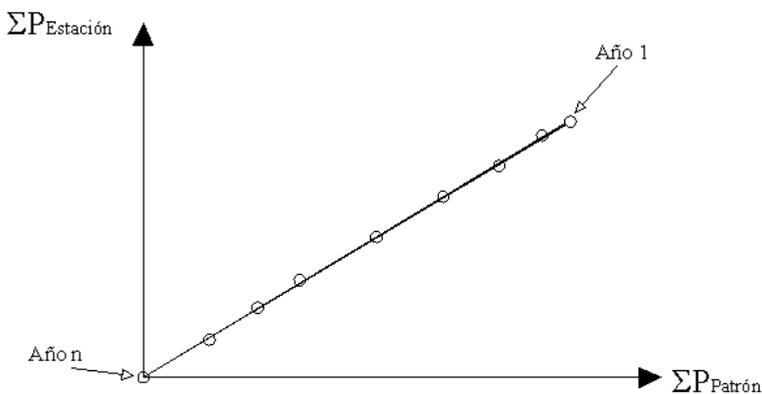


Figura 8.10

Caso cuando el registro de la estación X es consistente.

CASO B.

Cuando el registro de la estación X presenta inconsistencia, los datos tienen un cambio de pendiente, en el año en el que se produjo alguna anomalía, como se observa en la Figura 8.11.

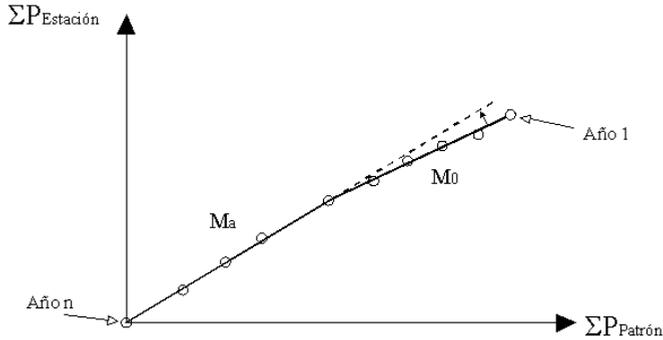


Figura 8.11

Caso cuando el registro de la estación X es inconsistente.

De acuerdo con Monsalve (1999) los datos deben ser corregidos para las condiciones actuales (suponiendo que los datos actuales son homogéneos) por medio de la siguiente expresión:

$$P_{aj} = \left(\frac{M_a}{M_o} \right) * P_o \quad [8.11]$$

Donde:

- P_{aj} : Observaciones de precipitación ajustadas a las condiciones actuales de localización, exposición o método de observación del puesto pluviométrico
- P_o : Datos observados que deben ser corregidos
- M_a : Pendiente de la recta durante el periodo correcto de toma de datos
- M_o : Pendiente de la recta en el período en el que se hicieron las observaciones P_o

Para ilustrar el cálculo se tiene los datos de una serie de tres estaciones consistentes, cuyo promedio de datos acumulados se toma como el patrón, y se tiene una estación E_x , la cual se sospecha de inconsistencias; con base en lo anterior se quiere verificar si la E_x es consistente o no. Los valores numéricos que se utilizarán para el ejemplo, con adaptación de los años registro, y que se indican en la Tabla 8.5, se basan en informaciones disponibles en la página

web del IDEAM a través de textos desarrollados por el HIMAT, que fue la institución que históricamente le antecedió (HIMAT, 1990).

Para efectos de realizar el análisis se ordenan los valores según los años, desde los más recientes hasta los más antiguos, para que la parte final de la curva de dobles masas, coincida con el año de inicio de la serie histórica.

En la Tabla 8.5 la columna 1 indica los años para los cuales se realizaron las mediciones; las columnas 2, 4 y 6 contienen los datos originales de precipitación anual de las estaciones EA, EB y EC; en las columnas 3, 5 y 7 se presentan los valores acumulados de precipitación de las estaciones EA, EB y EC. La columna 8 contiene el promedio de los valores acumulados de precipitación correspondiente a las estaciones EA, EB y EC; en la columna 9 se presentan los datos originales de la estación problema EX; la columna 10 contiene los datos acumulados de la estación problema EX.

Tabla 8.5 Datos y cálculos de estaciones para prueba de consistencia.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Años	Estación A (mm)	Acumulado EA (mm)	Estación B (mm)	B Acumulado EB (mm)	Estación C (mm)	C Acumulado EC (mm)	Promedio Acumulado ABC	Estación X (mm)	X Acumulado EX (mm)	Pendiente (%)	Pendiente promedio	Factor de corrección	EX corregido (mm)	Acumulado EX corregido (mm)
2022	105	105	102	102	106	106	104	101	101	101			101	101
2021	112	217	98	200	103	209	209	105	206	116			105	206
2020	98	315	93	293	98	307	305	112	318	98			112	318
2019	103	418	100	393	97	404	405	98	416	98			98	416
2018	108	526	104	497	95	499	507	100	516	101	97,4		100	516
2017	95	621	107	604	108	607	611	104	620	108			104	620
2016	97	718	96	700	103	710	709	107	727	99			107	727
2015	98	816	94	794	98	808	806	96	823	92			96	823
2014	103	919	92	886	112	920	908	94	917	88			94	917
2013	106	1025	101	987	105	1025	1012	92	1009	73		1,6187	92	1009
2012	101	1126	106	1093	101	1126	1115	75	1084	67			121	1130
2011	92	1218	103	1196	102	1228	1214	66	1150	64			107	1237
2010	94	1312	98	1294	98	1326	1311	62	1212	62			100	1338
2009	96	1408	97	1391	93	1419	1406	59	1271	60			96	1433
2008	107	1515	95	1486	100	1519	1507	60	1331	55	60,2		97	1530
2007	104	1619	108	1594	104	1623	1612	58	1389	51			94	1624
2006	100	1719	103	1697	107	1730	1715	53	1442	60			86	1710
2005	93	1812	98	1795	96	1826	1811	57	1499	57			92	1802
2004	98	1910	112	1907	94	1920	1912	58	1557	57			94	1896
2003	102	2012	100	2007	99	2019	2013	57	1614	57			92	1988

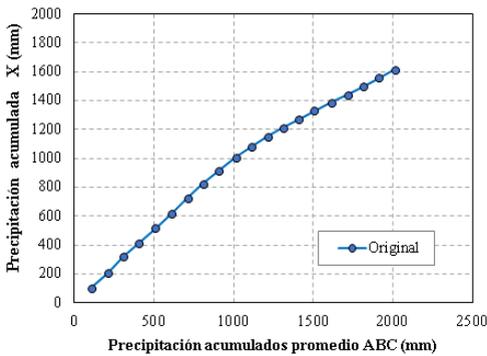
Fuente: Adaptada de (HIMAT, 1990, p.11)

Se realiza la curva de dobles masas, como se muestra en la Figura 8.12a en la cual se observa un cambio de pendiente para los años 2003-2013, por lo tanto, se confirma que la estación EX es inconsistente, los valores de precipitación de este periodo se deben corregir siguiendo la metodología antes mencionada.

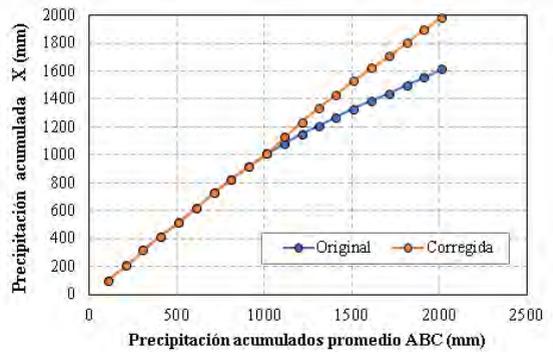
Se calculan las pendientes entre dos años consecutivos, como se ilustra en la columna 11 de la Tabla 8.5. Se calcula la pendiente promedio de cada periodo 2003-2013 y 2013-2022, cuyos valores son $M_a = 97,4\%$ y $M_o = 60,2\%$, representados en la columna 12 de la Tabla 8.5.

Se calcula el factor de corrección como $M_a/M_o = 97,4/60,2 = 1,6187$, como se indica en la columna 13. Se corrige las precipitaciones del periodo 2003-2013 multiplicando la columna para este periodo, por el factor 1,6187; y por su parte, para el periodo 2013-2022 se colocan los mismos valores de columna 9 tal como se ilustra en la columna 14 de la Tabla 8.5.

Se calcula el acumulado de las precipitaciones corregidas de la estación EX, como se ilustra en la columna 15. Se incluye la curva de dobles masas para los datos corregidos como se muestra en la Figura 8.12b, donde se observa el efecto de la corrección pues el periodo 2003-2013, se localiza en la misma recta que del periodo 2013-2022.



(a)



(b)

Figura 8.12

Curva de dobles masas.

(a) para estación EX con datos sin corregir.

(b) con datos corregidos.

8.8 ANÁLISIS DE SERIES HISTÓRICAS DE LLUVIAS

Como fue mencionado anteriormente, los datos de precipitación a través del pluviómetro se generan en forma discreta, mediante lecturas totales acumuladas en intervalos de tiempo del orden de 6, 12 o 24 horas, y que corresponde a la forma de medición más común en las estaciones climatológicas colombianas. Al utilizar el pluviógrafo se obtiene un registro continuo de la precipitación, lo que viabiliza el análisis de la variación temporal de la lluvia en intervalos más breves, del orden de minutos.

Dependiendo del objetivo del estudio que se pretenda realizar, se recurre al uso de la información a partir de registros discretos o continuos. En ambos casos, y para cualquier variable hidrológica, se pueden aplicar técnicas para análisis de valores máximos, mínimos y ordinarios; dichas técnicas recurren al uso de herramientas probabilísticas, estadísticas, empíricas y determinísticas.

Según lo dicho anteriormente, se pueden obtener dos tipos de series históricas:

- Serie histórica de lluvias diarias, mensuales o anuales (pluviómetro).
- Serie histórica de lluvias de corta duración (pluviógrafo).

A continuación, se presentan las técnicas para analizar en forma puntual los registros continuos y discretos.

8.8.1 Unidad de medición de la lluvia

La cantidad de lluvia se expresa como altura de agua caída y acumulada sobre una superficie impermeable y plana. Se define tres conceptos básicos, altura pluviométrica (Δh), intensidad (i) y duración (D).

Altura pluviométrica es el volumen por unidad de área, dada como:

$$\Delta h = 10^{-3} \frac{V}{A} \quad [8.12]$$

Donde:

Δh : Altura pluviométrica (mm)

V : Volumen de precipitación que cayó en el área en estudio (m^3)

A : Área sobre la cual incidió la precipitación (m^2).

La altura pluviométrica se expresa en función de un cierto periodo de tiempo: diariamente, mensualmente, anualmente; de este modo, un (1) mm de precipitación equivale a un litro de agua vertido sobre un metro cuadrado de superficie plana.

Cuando se dice mm de precipitación, es la altura que alcanza el agua en un tanque que tiene de fondo un área de un metro cuadrado.

Ejemplo 8.5

Se tiene un volumen de agua de 80 litros que cae sobre un tanque que tiene dimensiones horizontales de 4 m x 2 m, por lo tanto, la altura de precipitación será:

$$\Delta h = \frac{80L \cdot 10^6 mm^3 / L}{4000mm \cdot 2000mm} = 10mm$$

El concepto de la altura de precipitación se ilustra en la Figura 8.13.

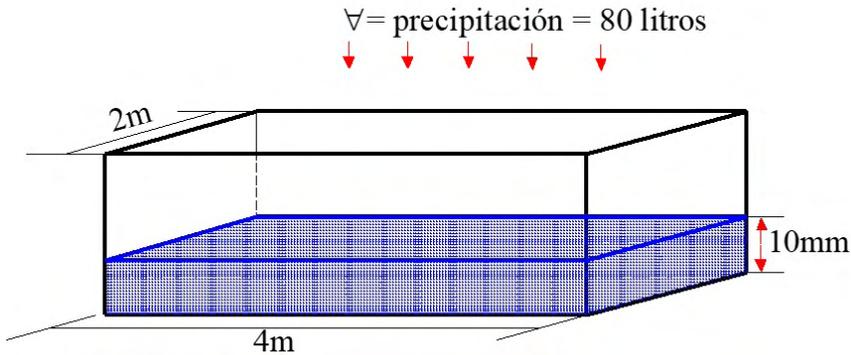


Figura 8.13
Significado de la altura de precipitación.

Intensidad es la variación de la precipitación en el tiempo, se la determina a través de la siguiente expresión:

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad [8.13]$$

Donde:

- i : Intensidad de lluvia (mm/h)
- Δh : Altura de precipitación reportada durante el evento en estudio (mm)
- Δt : Tiempo que duró la lluvia en estudio (h)

Duración, se define como el tiempo en horas desde el inicio hasta el final de la precipitación. Tiene mucha importancia en la determinación de las intensidades máximas ya que usualmente se relacionan con el análisis de eventos con la caída de grandes volúmenes de agua en breves lapsos de tiempo.

8.8.2 Análisis de series históricas de lluvias diarias, mensuales o anuales

A partir del registro de lluvias reportadas para periodos de 24 horas, medidas por medio del pluviómetro, se calculan las lluvias diarias, las precipitaciones mensuales y las lluvias anuales para un periodo de registro, las cuales se representan en forma de gráficos de barras “hietogramas” y de tablas. Las precipitaciones comúnmente calculadas son:

- Precipitación media diaria, \bar{P}_d
- Precipitación media mensual, \bar{P}_m
- Precipitación media anual, \bar{P}_a
- Precipitación media normal, \bar{P}_N

La precipitación media normal se calcula para un periodo de 30 años de registro histórico y se actualiza cada 10 años (Silva, 1998). En la Tabla 8.6 se muestra los valores de las precipitaciones mensuales registradas en la estación pluviométrica de Botana, en el departamento de Nariño, obtenida por medio de la página web del IDEAM en su sección de consulta y descarga de datos hidrometeorológicos a través del enlace <http://dhime.ideam.gov.co/atencionciudadano/>.

Tabla 8.6 Valores totales mensuales de precipitación para la estación de Botana (mm).

Año	Meses												Total Anual
	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Agó.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.	
1990	69.9	91.1	74.3	65.3	71.3	68	69.6	28	37.1	94.3	79.1	57.7	805.7
1991	68.8	71.2	84.3	44.8	20.8	39.8	31.2	20.5	25.6	77.7	85.4	75.2	645.3
1992	62.5	57	74.5	82.4	53.5	21.7	47.4	34.2	48.4	24.9	45.3	42.9	594.7
1993	71.1	90.2	129.1	79.5	70.2	46.9	56.4	27.2	37.6	59.2	130.4	133.9	931.7
1994	64.8	18.8	115.5	159.9	97.6	49.2	32.7	56	54.7	66	111.4	90.4	917
1995	27.1	37.6	46.6	72.6	92.7	72.7	58	29	0	42.4	131.5	84.7	694.9
1996	82.9	71.8	117.3	86.6	111.2	64.2	38.1	45.4	25.9	127	88.1	77.1	935.6
1997	140.4	61.2	116.2	86.5	57.6	64.6	32.3	16.6	47.7	56.4	84.9	58.2	822.6
1998	27	61	82.8	42.2	149	64.6	53.9	58.4	29	118.4	132.9	76.3	895.5
1999	130.6	217.3	71.1	102.7	58.1	66.4	44.5	43.7	228.8	95.2	129.1	204.3	1291.8
2000	122.8	182.8	52.7	143.5	184.5	90.7	47	47.1	71.4	50.7	65.6	61.7	1120.5
2001	77.1	68.5	50.4	69.9	48.4	71.8	53.2	25.1	48.1	26.1	86.3	105.4	730.3
2002	75.2	50	70.4	97.2	78.1	64.6	57.5	30.1	59.9	110.5	116.3	83.1	892.9
2003	9.8	35.6	103	107.8	62.3	56.2	61.2	10.3	74.1	82.8	96.2	68.7	768
2004	57	12.5	82.6	74.3	70.1	75.2	47	27	37.4	127.3	111.8	40.6	762.8
2005	61.6	104.4	114	135.4	82.4	66.3	62.3	27.3	29.6	97.2	77.7	144	1002.2
2006	71.5	59.2	155.8	128.9	37.3	76.4	40.2	40.2	23	100.5	116.9	81.9	931.8
2007	60.7	39.7	117.7	78.9	45.1	85.7	52.7	56	24.1	170.5	176.8	137.3	1045.2
2008	122.5	99.5	148.5	108.8	159.7	48.5	34.2	53.1	48.5	160.1	121.5	137.4	1242.3
2009	134.6	101.3	137.1	75	45	46.3	49	33.4	45.6	78	104	61.6	910.9
2010		96.2	55.6	169	114.4	57.5	78.8	17.2	40.7	129.3	211.7	107.7	1078.1
2011	117.6			130.4	135.1	72.3	104.4	37.1	43.6	104.1	98.8	201.2	1044.6
2012	175.1	95.2	110.1	122	49.3	33.7	29.1	39.4	20.2	73.3	91.7	59.2	898.3
2013	39	131.9	75.6	87.1	121.9	34.8	105.6	63.5	30.8	77.9	101.2	76.3	945.6
2014	93.4	32.8	96.5	65.9	170	103.3	60.7	32	32.2	99.8	162.8	128.5	1077.9
2015	85	47.1	111	49.1	63.8	81.7	83.6	48.6	10.7	51.1	94	13.7	739.4
2016	58.7	32.3	67.6	150.6	46.4	86.9	106.9	31.1	75.1	59.8	89.2	126.8	931.4
2017	141.6	69.1	210.9	101.8	134.2	78.8	45.4	63.8	19.7	58.1	127.5	117.8	1178
2018	148.6	58.8	80.4	97	84.5	68.4	63.3	33.1	54.4	54.3	142.4	50.7	935.9
2019	65.3	32.6	35.9	151.1	101	57.3	46.5	37	52	91	226.3	128.3	1024.3
2020	54.6	67.6	39.3	105.6	147.8	80.9	87.4	73.4	31.1	48.9	100.8	154.4	991.8
2021	63.9	66.9	199	122.6	130.5	101	62.9	46	21.5	111.4	130.6	140.8	1197.1
2022	83.3	131	105.4	124.3	81.5	153.7	93	44.6	39.7	126.2	101.1	61.2	1145
Mínimo	9.8	12.5	35.9	42.2	20.8	21.7	29.1	10.3	0	24.9	45.3	13.7	
Promedio	83.7	73.1	99.3	103.2	90.2	68.2	58.7	38.6	41.5	86.4	114.2	96.9	
Máximo	175.1	217.3	210.9	189.7	184.5	153.7	106.9	73.4	128.8	170.5	226.3	204.3	

Los valores medios mensuales multianuales, así como los valores máximos y mínimos mensuales registrados durante los 32 años de la Tabla 8.6 se presentan gráficamente en un hietograma de precipitaciones mensuales, en el cual se puede observar los meses lluviosos y secos durante el año, con sus valores medios, tal como lo ilustra la Figura 8.14.

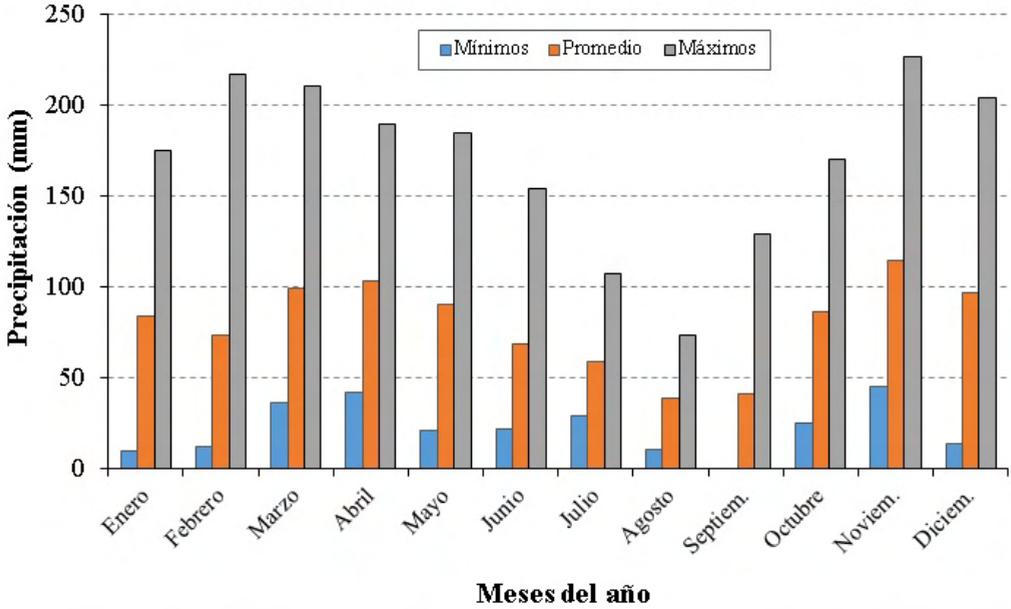


Figura 8.14

Hietograma de precipitaciones medias de la estación Botana (Nariño) para los años 1990 a 2022.

Al analizar los valores medios multianuales se observa que los periodos con mayores precipitaciones están en los meses de marzo, abril, noviembre y diciembre, con respectivos valores medios de precipitación de 99,3, 103,2, 114,2 y 96,9 mm. El periodo seco se encuentra en los meses de julio, agosto y septiembre, con valores medios de precipitación de 58,7, 38,6 y 41,5 mm respectivamente.

La estación de Botana un tipo de precipitación bimodal, característico del costado Oeste del macizo colombiano. Ese comportamiento se debe a la influencia de la ZCIT, pues según Hurtado (2000), en la cuenca del alto Cauca - montaña nariñense, alto Patía y alto Magdalena el movimiento de la ZCIT es el factor que determina el régimen bimodal, de la precipitación y además dominan los procesos orográficos y convectivos. Predomina la circulación del Norte y Oeste, por lo cual su parte más lluviosa tiende a ser el flanco occidental de la cordillera Central; por el contrario, el Valle geográfico y la ladera oriental de la cordillera Occidental son considerablemente secos por la abrupta pendiente que caracteriza esta

vertiente y por el paso de masas de aire provenientes del Pacífico, desprovistas de humedad que ya ha sido descargada a barlovento.

A las series históricas de precipitaciones se les realiza los análisis estadísticos y de frecuencias, tal como se presentó previamente en este texto.

8.8.3 Análisis de series históricas de corta duración

En este tipo de análisis, el interés se concentra en la curva de masa de precipitación y las curvas de intensidad-duración-frecuencia (IDF), derivadas de los datos registrados en pluviógrafos durante 24 horas de manera continua lo cual genera un pluviograma como el que se ilustra a continuación en la Figura 8.15.

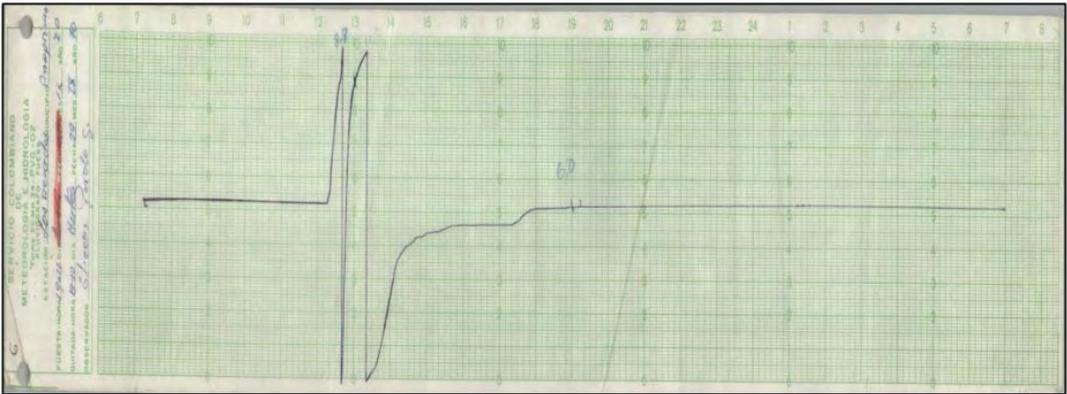


Figura 8.15

Ejemplo de un pluviográfica de la Estación Las Mercedes, ubicada en el municipio de Anapoima.

Fuente: (Corzo y Pinilla, 2015, p. 25).

Considerando el rol fundamental que tiene la utilización de las curvas IDF en el cálculo y dimensionamiento de obras de ingeniería, se recomienda consultar metodologías detalladas para su elaboración, como el procedimiento presentado para los datos de la estación pluviográfica de Las Mercedes, ubicada en el municipio de Anapoima y que ha sido reportado por Corzo y Pinilla (2015).

8.8.4 Curva de masa de precipitación

La curva de masa de precipitación consiste en la representación gráfica de los registros del pluviógrafo mediante una curva de valores acumulados (que recibe el nombre de curva de masa). Dicha curva se obtiene a partir de la gráfica generada por el pluviógrafo, se procede a seleccionar un intervalo de tiempo para el cual se desea determinar la lámina o altura de lluvia

precipitada y se realiza la suma de los respectivos valores obtenidos. La Figura 8.16 ilustra la curva de masa de precipitación obtenida para el registro de un pluviógrafo.

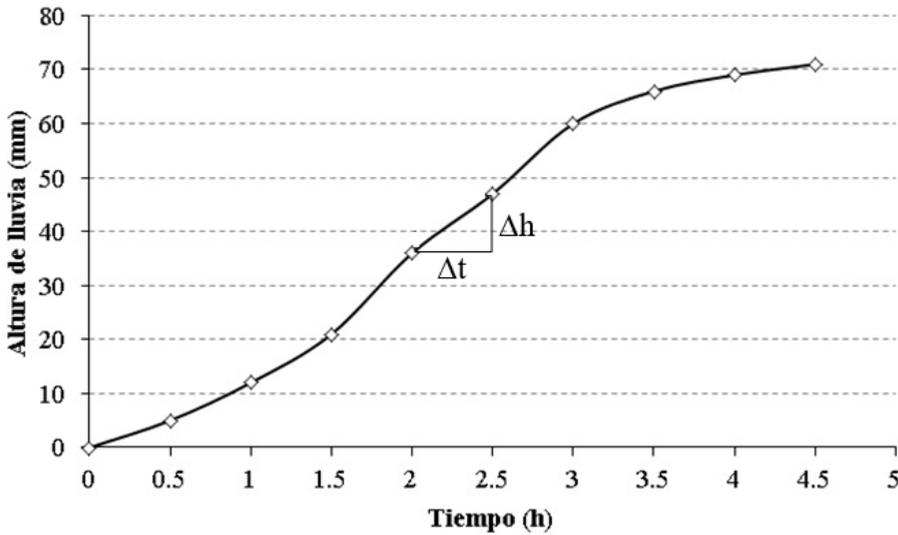


Figura 8.16
Curva masa de precipitación

La representación de la curva permite interpretar en qué lapsos de tiempo hubo una acumulación mayor de la precipitación y totalizar el valor de lluvia recibida en un punto para un periodo de tiempo definido. Esta es una curva no decreciente, y la pendiente de la tangente en cualquier punto representa la intensidad instantánea en ese tiempo.

8.8.5 Estimación de la intensidad de la lluvia

La estimación de la intensidad de precipitación se realiza dividiendo el valor de la altura de lluvia por el intervalo de tiempo considerado. Para el caso de la intensidad máxima, usualmente asociada a cortos lapsos de tiempo, se analizan diferentes intervalos de tiempo a partir de los registros de las estaciones pluviográficas (5, 10, 15, 30 minutos, etcétera), obteniendo así un valor máximo para cada intervalo.

8.8.6 Hietograma de la altura de lluvia

El hietograma consiste en la representación, por medio de barras, de la variación de la altura de lluvia a lo largo de un periodo de tiempo. La Figura 8.17 ejemplifica el hietograma de altura de precipitación.

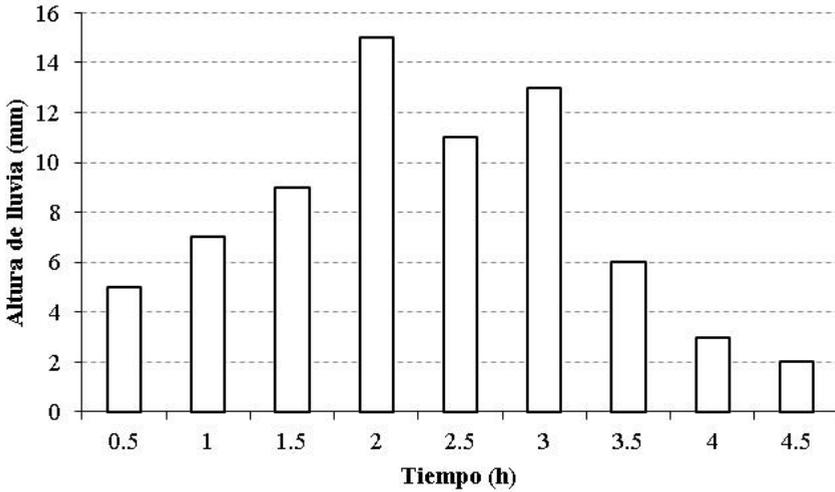


Figura 8.17
Hietograma de altura de lluvia

El hietograma de la figura anterior ilustra una representación del comportamiento de la precipitación, por pequeños intervalos, a lo largo de un periodo de tiempo.

Para convertir datos del pluviógrafo en hietogramas de precipitación se procede de la siguiente manera:

Identificar en el pluviograma el aguacero que se va a analizar, como se muestra en la Figura 8.18, del aguacero entre las 10:00 a.m. y 12:00 m.

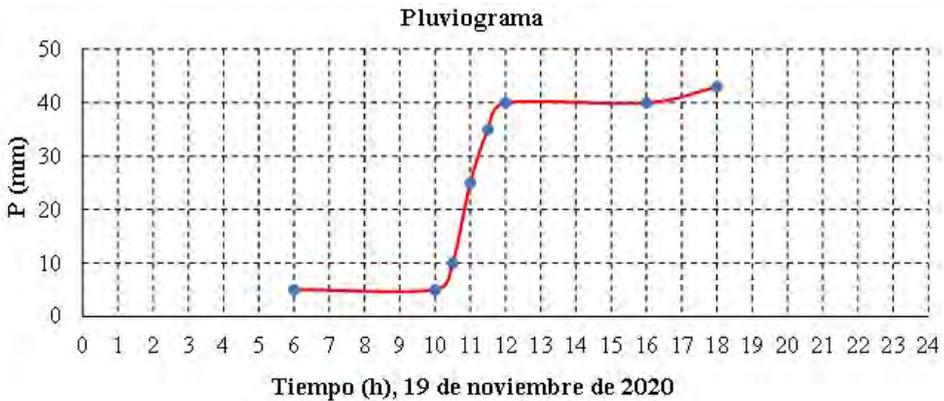


Figura 8.18
Registro de un pluviógrafo o pluviograma.

Extraer los datos de precipitación y su duración del aguacero, en intervalos de tiempo Δt , por ejemplo, cada 0,5 horas (30 min), como se muestra en la Tabla 8.7.

Tabla 8.7 Datos de precipitación y tiempo

t (horas)	10:00	10:30	11:00	11:30	12:00
P (mm)	5	10	25	35	40

Se encuentra los valores discretos de precipitación para cada intervalo de tiempo, como se muestra en la Tabla 8.8.

Tabla 8.8 Datos de precipitación y tiempo.

t (horas)	10:00-10:30	10:30-11:00	11:00-11:30	11:30-12:00
P (mm)	5	15	10	5

Dibujar el hietograma de precipitación, como se indica en la Figura 8.19.

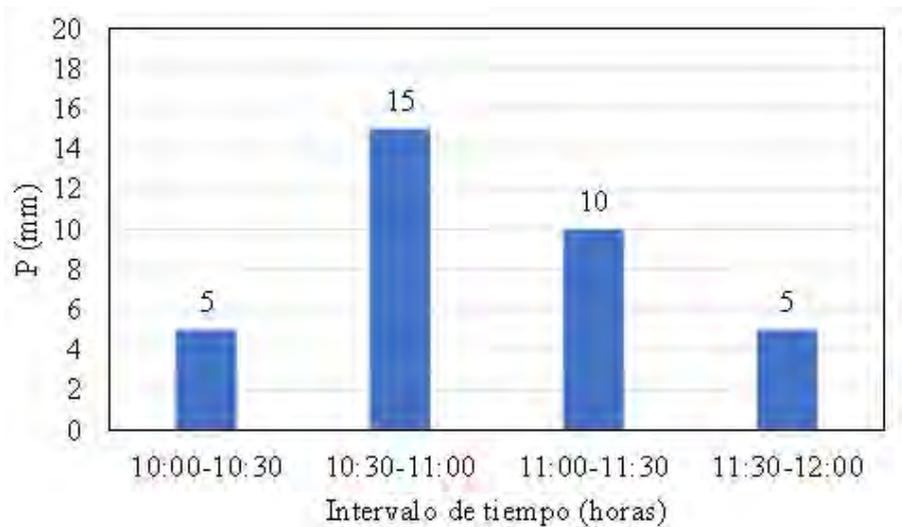


Figura 8.19

Hietograma de precipitaciones en el periodo de 10:00 am -12:00 m

8.8.7 Hietograma de la intensidad de precipitación

Es la representación en barras de la intensidad de la lluvia en el tiempo. La intensidad se obtiene dividiendo la altura de la lluvia entre el intervalo de tiempo en que fue medida, si el intervalo seleccionado es pequeño, del orden de 5 minutos, entonces la información proporcionada de la tormenta será muy detallada; conforme aumenta el valor del intervalo, el detalle se pierde.

El hietograma de la Figura 8.20 ilustra una representación del comportamiento de la intensidad de la precipitación, por pequeños intervalos, a lo largo de un periodo de tiempo.

Una vez se tiene el hietograma de precipitación, se calcula la intensidad para cada intervalo, dividiendo la precipitación por su correspondiente valor de intervalo de tiempo, así en el intervalo de 10:00 - 10:30, el tiempo son 0,5 horas, por lo tanto, la intensidad, $i = 5\text{mm}/0,5\text{h} = 10 \text{ mm/h}$, ese procedimiento se aplica para todos los intervalos, como se muestra a continuación en la Tabla 8.9.

Tabla 8.9 Datos de intensidad de precipitación.

t (horas)	10:00-10:30	10:30-11:00	11:00-11:30	11:30-12:00
i (mm/h)	10	30	20	10

Se dibuja el hietograma de intensidades, como se muestra en la Figura 8.19.

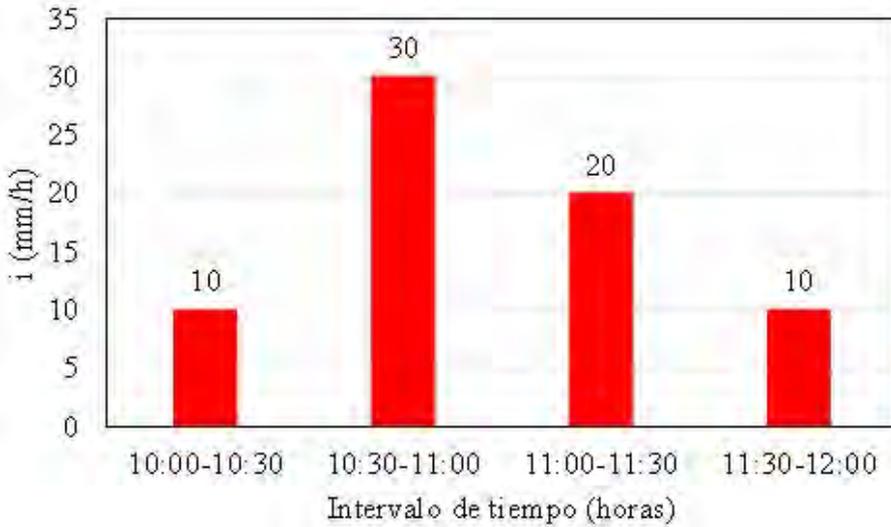


Figura 8.20 Hietograma de intensidades de lluvia para el periodo de 10:00 am -12:00 m

8.8.8 Curvas intensidad-duración-periodo de retorno

Uno de los aspectos más relevantes de los análisis de precipitación es el estudio de las intensidades máximas en determinados intervalos de tiempo y para periodos de retornos característicos, los cuales revisten una especial importancia en el control de avenidas, diseño de estructuras (acueductos, puentes), proyectos de riego y otros (HIMAT, 1990).

Las curvas intensidad-duración-periodo de retorno, y por ende las curvas de intensidad-duración-frecuencia (IDF), se pueden obtener por medio de métodos probabilísticos o a través de métodos de regresión lineal múltiple. Se hace necesario determinar con anticipación el periodo de retorno de los datos, el cual se define como el intervalo de tiempo dentro del cual un evento de una magnitud dada X puede ser igualado o excedido por lo menos una vez en promedio.

La expresión más común para estimar el periodo de retorno, a partir de valores de datos, es la desarrollada por Weibull, representada por la expresión:

$$Tr = \frac{n+1}{m} \quad [8.14]$$

Donde:

Tr : Periodo de retorno en años.

n : Número total de datos de la muestra a analizar.

m : Valor de rango de cada valor, o número de orden de cada uno de los datos de la serie arreglada en forma creciente, $m=1, 2, 3, \dots, n$.

El valor del rango se obtiene a partir de los datos de altura de lluvia o de intensidad de precipitación que han sido organizados de mayor a menor, para el caso de análisis de valores máximos, o de menor a mayor, cuando se trata del análisis de mínimos. Si se pretende analizar los valores máximos de lluvia, se seleccionan las tormentas más intensas y/o numerosas de cada año, y a partir de sus respectivas curvas de masa se obtiene el máximo valor de la altura de lluvia o de intensidad de precipitación para cada intervalo de tiempo.

Una vez obtenidos los valores máximos para cada duración y por año, se organizan dichos valores de mayor a menor, asignando al valor más alto el rango 1, y al menor valor el rango n. Una vez asignado el rango de cada evento, se procede a estimar el periodo de retorno con el apoyo de la Ecuación [8.14].

Según Souza-Pinto et al. (1976), tomando las intensidades medias máximas de un mismo periodo de retorno y graficándolas contra las respectivas duraciones, se revela una familia de curvas en que las intensidades decrecen con el aumento de la duración, para un episodio pluvial aislado. Estas conclusiones están siempre presentes en las fórmulas empíricas presentadas en casi todos los textos de hidrología, y que son

típicamente usadas para la determinación de las curvas intensidad - duración - periodo de retorno:

$$i_m = \frac{K \cdot T^a}{(t + b)^c} \quad [8.15]$$

Donde:

- i_m : Intensidad media de máximas precipitaciones para una duración igual al tiempo de concentración (mm/h)
- T : Periodo de retorno (años)
- t : Duración de la precipitación (min)
- K, a, b, c : Parámetros de ajuste relativos a la estación pluviométrica estudiada; por ejemplo, para la ciudad de Viçosa, en el estado de Minas Gerais -Brasil-, dichos valores son respectivamente 1082,798, 0,265, 23,781, y 0,775 (Matos et al., 2012).

A manera de ejemplo, se presenta en la Figura 8.21 las curvas IDF para la estación de Obonuco - Pasto:

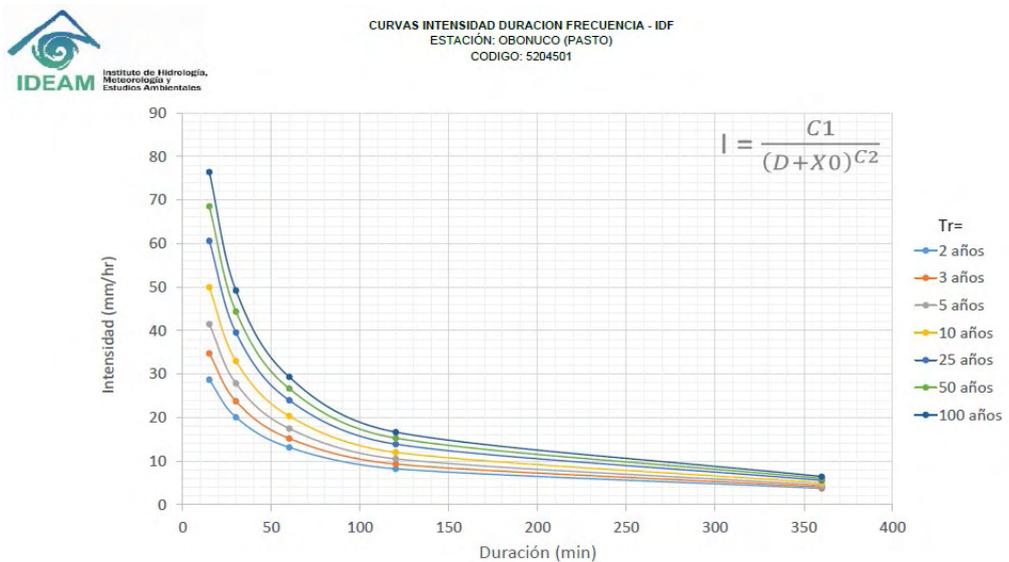


Figura 8.21
Curvas de IDF de la estación de Obonuco Pasto. Fuente (IDEAM, 2017, p.1).

El IDEAM (2017) también presenta los valores tabulados en tablas de cada estación pluviográfica, correspondiente a las curvas IDF, como se indica en la Tabla 8.10 de la estación de Obonuco.

Tabla 8.10 Valores tabulados de las curvas IDF de estación de Obonuco.

TR (años)	C1	X0	C2	D (min)	I _{TR=2}	I _{TR=3}	I _{TR=5}	I _{TR=10}	I _{TR=25}	I _{TR=50}	I _{TR=100}
2	324.550	9.852	0.755	15	28.7	34.7	41.4	49.8	60.5	68.4	76.2
3	420.001	9.048	0.784	30	20.2	24.0	28.2	33.5	40.2	45.2	50.1
5	541.556	8.702	0.812	60	13.0	15.0	17.1	19.8	23.3	25.8	28.3
10	712.396	8.593	0.841	120	8.2	9.2	10.4	11.8	13.6	14.9	16.3
25	951.158	8.649	0.870	360	3.8	4.3	4.8	5.5	6.3	6.9	7.5
50	1141.572	8.741	0.888								
100	1339.746	8.845	0.903								

Datos Técnicos
 Ventana de información: 1972 a 2010 # Años empleados 38
 Datos de intensidades ajustados a: Distribución de probabilidad Gumbel
 Parámetros estimados con el método de: L-Momentos
 Fecha de Actualización: Diciembre de 2016
Abreviaturas y Unidades
 TR: Período de retorno (años)
 D: Duración (minutos)
 I: Intensidad de Precipitación (mm/h) Actualizado por: Grupo de Investigación en Ingeniería de los Recursos Hídricos (GIREH), de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá. Contrato 113 de 2016.
 Fecha de reporte: Marzo 15 de 2017

8.8.9 Curvas de intensidad-duración-frecuencia sintéticas regionalizadas

Teniendo en cuenta que existen áreas donde la densidad de estaciones pluviográficas es muy bajo o inexistente, se ha propuesto algunas ecuaciones para estimar la intensidad, en dichos sectores. En la literatura se encuentran muchos estudios que han propuesto modelos IDF sintéticos en diversas regiones en todo el mundo. Uno de los autores mayormente reconocido en proponer este tipo de modelos fue Bell (1969) usando datos de precipitación en varias regiones de los Estados Unidos de América, y en Colombia se pueden destacar estudios como el de Vargas y Díaz-Granados (1997) y más recientemente el de Villamizar et al. (2018).

Para un periodo de retorno T y duración 30 minutos se calcula la precipitación máxima probable PMP, usando el método de Bell (1969), propuesto para cuencas sin instrumentación. Donde P_t^T es la precipitación de duración t y periodo de retorno T, está dada como:

$$P_2^1 = 0,17MN^{0,33} \text{ si } \Leftrightarrow 0 \leq M \leq 2pg \text{ y } 1 \leq N \leq 80 \quad [8.16]$$

$$P_2^1 = 0,21M^{0,67}N^{0,33} \text{ si } \Leftrightarrow 2 \leq M \leq 4,5pg \text{ y } 1 \leq N \leq 80 \quad [8.17]$$

$$P_T^t = (0,346 * Ln(T) + 0,76) * (0,539t^{0,25} - 0,50) P_2^1 \quad [8.18]$$

Donde:

- P_2^1 : Precipitación de duración 1 h y periodo de retorno 2 años
- M : Precipitación media máxima en 24 h
- N : Número anual promedio de días con lluvia -tormentas- (días)

- T : Periodo de retorno (años)
 t : Duración de la lluvia (minutos)
 P^t_T :Precipitación de duración t y periodo de retorno T (pulgadas).

Por ejemplo, de los datos proporcionados por el IDEAM pertenecientes a la estación de Aponte, en Nariño se obtuvo los datos de precipitación total máxima en 24 horas de 162 mm como valor de M y 148 días para N. Para Colombia, el INVIAS (República de Colombia-INVIAS, 2009) ha propuesto varias ecuaciones para calcular la precipitación P^t_T según la región climatológica de Colombia.

8.9 METODOLOGÍA PARA GENERAR CURVAS IDF

Esta metodología propuesta se desarrolla con base en datos adaptados del ejemplo presentado por HIMAT (1990). Uno de los aspectos más relevantes de los análisis de precipitación es el estudio de las intensidades máximas en determinados intervalos de tiempo y para periodos de retorno característicos, los cuales revisten una especial importancia en el control de avenidas (crecientes), diseño de estructuras tales como acueductos, puentes y reservorios, así como proyectos de sistemas de riego entre otros.

La descripción de la metodología se presenta a continuación:

1. Se toman los registros obtenidos en una estación durante el periodo 2011 a 2020.

De cada año se eligen los pluviogramas de los cinco aguaceros de mayor volumen registrados en un día y se evalúan de 10 en 10 minutos. Por ejemplo, los registros seleccionados para el año 2011, aparecen en la Tabla 8.11. Los valores marcados con asterisco son las mayores cantidades de precipitación registradas para cada duración.

Tabla 8.11 Formato con los registros seleccionados de precipitación en mm para el año 2011.

Tiempo [minutos]	Aguaceros				
	Junio 2	Junio 10	Julio 8	Julio 27	Nov. 23
10	2,9	2,5	3,1	2,4	3,2
20	3,6	4,8	3,8	3,7	4,1
30	5,4	6,0	6,0	4,9	5,7
60	7,5	11,2	8,1	8,6	8,4
120	12,0	20,2	15,3	16,9	12,3
360	25,4	36,0	28,2	36,3	26,7

Hidrología Básica

2.- Se extraen del pluviograma los valores de precipitación cada 10 minutos en milímetros (mm), de los aguaceros escogidos. Para el año 2011 se muestran en la Tabla 8.12, donde t representa la hora y P la precipitación registrada durante el correspondiente lapso de tiempo.

Tabla 8.12 Datos de precipitación obtenidos del pluviograma para duración de 10 minutos, para los cinco aguaceros más representativos del año 2011.

Aguacero de junio 2												
t	7:50	8:00	8:10	8:20	8:30	8:40	8:50	9:00	9:10	9:20:	9:30	9:40
P	0,8	1,4	0,1	0	0,5	1,3	0,8	1,1	1,3	0,8	0,5	0,6
t	9:50	10:00	10:10	10:20	10:30	10:40	10:50	11:00	11:10	11:20	11:30	11:40
P	0,3	0,5	0,8	0,8	0,9	1,2	1,6	0,9	2,9	0,7	0,6	0,8
t	11:50	12:00	12:10	12:20	12:30	12:40	12:50	13:00	13:10	13:20	13:30	13:40
P	0,6	0,8	0,8	0,7	0,5	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0	0
Aguacero de junio 10												
t	14:00	14:10	14:20	14:30	14:40	14:50	15:00	15:10	15:20	15:30	15:40	15:50
P	1,4	1,5	1,3	1,4	1,5	1,9	1,3	2,5	1,4	1,2	2,4	2,4
t	16:00	16:10	16:20	16:30	16:40	16:50	17:00	17:10	17:20	17:30	17:40	17:50
P	1,1	1,0	1,1	0,9	0,8	0,5	1,1	1,3	1,9	1,4	1,1	1,4
t	18:00	18:10	18:20	18:30	18:40	18:50	19:00	19:10	19:20	19:30	19:40	19:50
P	0,5	0,2	0,5	0,4	0,1	0,0	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0
Aguacero de julio 8												
t	4:00	4:10	4:20	4:30	4:40	4:50	5:00	5:10	5:20	5:30	5:40	5:50
P	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,5	0,2	0,2	0,9	1,5	1,4
t	6:00	6:10	6:20	6:30	6:40	6:50	7:00	7:10	7:20	7:30	7:40	7:50
P	1,1	1,0	1,2	1,4	0,9	1,6	3,1	2,0	1,0	0,6	0,6	0,8
t	8:00	8:10	8:20	8:30	8:40	8:50	9:00	9:10	9:20	9:30	9:40	9:50
P	2,5	1,3	2,2	1,0	0,4	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0

Hidrología Básica

Aguacero de julio 27												
t	9:20	10	20	30	40	50	10:20	10	20	30	40	50
P	0,3	1,9	1,5	0,5	0,7	0,7	0,9	0,7	0,6	0,7	1,1	1,2
t	11:20	10	20	30	40	50	12:20	10	20	30	40	50
P	0,6	1,2	1,6	1,2	1,3	2,4	1,6	1,3	1,5	1,7	1,1	1,4
t	13:20	10	20	30	40	50	14:20	10	20	30	40	50
P	1,6	0,9	1,5	2,0	1,3	0,8	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,0
Aguacero de noviembre 23												
t	9:00	9:10	9:20	9:30	9:40	9:50	10:00	10:10	10:20	10:30	10:40	10:50
P	0,3	0,9	0,7	0,3	0,2	0,8	1,1	1,4	0,9	0,8	0,6	0,5
t	11:00	11:10	11:20	11:30	11:40	11:50	12:00	12:10	12:20	12:30	12:40	12:50
P	0,8	1,0	0,9	3,2	1,6	0,9	1,0	1,1	0,4	0,4	0,4	0,6
t	13:00	13:10	13:20	13:30	13:40	13:50	14:00	14:10	14:20	14:30	14:40	14:50
P	0,6	0,5	0,4	0,1	0,4	0,6	0,7	0,3	0,4	0,7	0,7	0,5

3.- A partir de dichos datos se obtienen por sumas sucesivas las cantidades de precipitación registradas en 20, 30, 60, 120 y 360 minutos que corresponden a las duraciones características para las que se efectúa el análisis, ver los datos para el año 2011 en la Tabla 8-2.39. En esta tabla se han marcado con un asterisco (*) las mayores cantidades registradas en las duraciones establecidas para cada aguacero.

Hidrología Básica

Tabla 8.13 Cantidades de precipitación registradas en 20, 30, 60, 120 y 360 minutos para el año de 2011.

Intervalo de tiempo	Aguaceros				
	Junio 2	Junio 10	Julio 08	Julio 27	Nov, 23
20 min	2,2	2,9	0,0	2,2	1,2
	0,1	2,7	0,0	2,0	1,0
	1,8	3,4	0,4	1,4	1,0
	1,9	3,8	0,7	1,6	2,5
	2,1	2,6	1,1	1,3	1,7
	1,1	4,8*	2,9	2,3	1,1
	0,8	2,1	2,1	1,8	1,8
	1,6	2,0	2,6	2,8	4,1
	2,1	1,3	2,5	3,7*	2,5
	2,5	2,4	3,1	2,9	2,1
	*3,6	3,3	1,6	3,2	0,8
	1,4	2,5	1,4	2,5	1,0
	1,4	0,7	3,8*	2,5	1,1
	1,5	0,9	3,2	3,5	0,5
	0,7	0,1	0,5	2,1	1,0
	0,4	0,4	0,3	0,4	1,0
	0,2	0,1	0,0	0,2	1,1
	0,0	0,0	0,0	0,2	1,2

Hidrología Básica

Intervalo de tiempo	Aguaceros				
	Junio 2	Junio 10	Julio 08	Julio 27	Nov, 23
30 min	2,3	4,2	0,0	3,7	1,9
	1,8	4,8	0,4	1,9	1,3
	3,2	5,2	0,9	2,2	3,4
	1,9	6,0*	3,8	3,1	1,9
	1,6	3,2	3,3	3,4	2,7
	2,9	2,2	3,9	4,9*	5,7
	5,4*	4,3	5,1	4,4	2,5
	2,1	3,9	2,0	4,2	1,4
	2,2	1,2	6,0*	4,0	1,5
	1,4	0,5	1,5	4,1	1,1
	0,5	0,5	0,3	0,1	1,4
	0,1	0,0	0,0	0,3	1,9
60 min	4,1	9,0	0,4	5,6	3,2
	5,1	11,2*	4,7	5,3	5,3
	4,5	5,4	7,2	8,3	8,4*
	7,5*	8,2	8,1*	8,6*	3,9
	3,6	1,7	7,5	8,1	2,6
	0,6	0,5	0,3	0,8	3,3
120 min	9,2	20,2*	5,1	10,9	8,5
	12,0*	13,6	15,3*	16,9*	12,3*
	4,2	2,2	7,8	8,9	5,9
360 min	25,4	36,0*	28,2	35,3	26,7

4.- Se seleccionan las mayores precipitaciones registradas en las duraciones establecidas para cada aguacero, marcadas con (*) en la Tabla anterior, y se separan como se muestra en la Tabla 8.14. Por ejemplo, para el año 2011, se seleccionan las siguientes:

Tabla 8.14 Precipitaciones máximas registradas en las duraciones establecidas para cada aguacero.

Duración de la lluvia	Precipitación máxima
10 minutos	3,2 mm
20 minutos	4,8 mm
30 minutos	6,0 mm
60 minutos	11,2 mm
120 minutos	20,2 mm
360 minutos	36,3 mm

Se repite el procedimiento para los años restantes, y se consignan los valores como en la Tabla 8.15.

Tabla 8.15 Valores máximos de precipitación (en mm) para diferentes duraciones y para todos los años de registro.

Año analizado	Duraciones (minutos)					
	10	20	30	60	120	360
1971	3,2	4,8	6,0	11,2	20,2	36,3
1972	2,8	4,8	6,5	11,9	19,8	36,6
1973	3,3	5,2	5,9	10,9	19,2	38,4
1974	3,5	4,4	6,5	10,4	21,0	36,0
1975	3,4	4,3	7,1	12,6	22,4	34,8
1976	3,0	4,7	6,8	11,7	20,2	36,6
1977	2,9	5,6	7,8	11,2	21,0	37,8
1978	3,7	5,9	7,3	13,5	23,0	40,2
1979	3,1	5,0	6,7	12,3	21,0	39,0
1980	2,8	5,3	6,0	11,9	22,0	39,6

5.- Para homogeneizar los datos, se convierten los valores de precipitación en intensidades, por medio de la fórmula $i = P/t$, para cada duración de lluvia en mm/h, lo cual se consigue aplicando una sencilla regla de tres así: La mayor cantidad de precipitación registrada en 10 minutos de los aguaceros ocurridos en 2011, fue de 3,2 mm, luego:

- 3,2mm → 10 min
- i (mm/h) → 60 min/h
- i (mm/h) = $(3,2\text{mm}) \cdot (60\text{min/h}) / (10\text{min}) = 19,2$ mm/h

Lo que equivale a manifestar que, si durante esa hora hubieran continuado cayendo 3,2 mm cada 10 minutos, en una hora hubieran caído 19,2 mm. Igual procedimiento se aplicó para el resto de datos, los cuales se registran en la Tabla 8.16.

Tabla 8.16 Valores máximos de intensidades de lluvia (mm/h) para diferentes duraciones y para todos los años de registro.

Año analizado	Duraciones (minutos)					
	10	20	30	60	120	360
1971	19,2	14,4	12	11,2	10,1	6,05
1972	16,8	14,4	13	11,9	9,9	6,1
1973	19,8	15,6	11,8	10,9	9,6	6,4
1974	21	13,2	13	10,4	10,5	6
1975	20,4	12,9	14,2	12,6	11,2	5,8
1976	18	14,1	13,6	11,7	10,1	6,1
1977	17,4	16,8	15,6	11,2	10,5	6,3
1978	22,2	17,7	14,6	13,5	11,5	6,7
1979	18,6	15	13,4	12,3	10,5	6,5
1980	16,8	15,9	12	11,9	11	6,6

Las intensidades se ordenan de menor a mayor junto con los años, se asigna a estos valores ordenados el número de orden y se calcula la probabilidad de excedencia como se muestra en la Tabla 8.17. Se calcula la probabilidad de presentación de estas intensidades (i) para las diferentes duraciones aplicando la fórmula de Gumbel (Weibull), donde la probabilidad de excedencia es dada como, $P(x > X_i) = m / (n + 1) \times 100$, donde n es el número de datos (10 en este caso) y m el número de orden de cada uno de ellos.

Tabla 8.17 Valores máximos de intensidades ordenados de mayor a menor para cada duración junto con sus años de registro.

N° de orden	P(x>Xi) [%]	Duraciones (minutos)											
		10		20		30		60		120		360	
		i (mm/h)	Año	i (mm/h)	Año	i (mm/h)	Año	i (mm/h)	Año	i (mm/h)	Año	i (mm/h)	Año
1	9,09	16,8	2012	12,9	2015	11,8	2013	10,4	2014	9,6	2013	5,8	2015
2	18,18	16,8	2020	13,2	2014	12	2011	10,9	2013	9,9	2012	6	2014
3	27,27	17,4	2017	14,1	2016	12	2020	11,2	2011	10,1	2011	6,05	2011
4	36,36	18	2016	14,4	2011	13	2012	11,2	2017	10,1	2016	6,1	2012
5	45,45	18,6	2019	14,4	2012	13	2024	11,7	2016	10,5	2014	6,1	2016
6	54,55	19,2	2011	15	2019	13,4	2019	11,9	2012	10,5	2017	6,3	2017
7	63,64	19,8	2013	15,6	2013	13,6	2016	11,9	2020	10,5	2019	6,4	2013
8	72,73	20,4	2015	15,9	2020	14,2	2015	12,3	2019	11	2020	6,5	2019
9	81,82	21	2014	16,8	2017	14,6	2018	12,6	2015	11,2	2015	6,6	2020
10	90,91	22,2	2018	17,7	2018	15,6	2017	13,5	2018	11,5	2018	6,7	2018

6.- Para encontrar los valores de la intensidad para un periodo de retorno dado se utiliza la probabilidad variable reducida de Gumbel. La distribución Gumbel se ha utilizado con buenos resultados para el cálculo de valores extremos de variables meteorológicas, entre ellas precipitaciones y caudales máximos. Para este ejemplo se supone que esta distribución se ajusta a los datos medidos.

Se ilustra el procedimiento para los datos de intensidad con duración de 10 minutos.

El valor de la intensidad se despeja de la siguiente expresión, donde $i_{Tr-10min} = X_i$.

De la teoría de análisis de frecuencias, se tiene que:

$$X_i = K_T \sigma_x + \mu_x \quad [1]$$

Según la metodología planteada por (Silva, 1998), el factor de frecuencia se puede calcular como:

$$K_T = \frac{Y_i - y_n}{S_n} \quad [2]$$

$$Y_i = -\ln[-\ln(1 - P(x > X_i))] \quad [3]$$

Con Y_i como la variable reducida, de la distribución Gumbel.

$$K_T = -\ln[-\ln(1 - P(x > X_i))] \frac{1}{S_n} - \frac{y_n}{S_n} \quad [4]$$

Sustituyendo estos valores en la variable de interés (X_i).

$$X_i = \left\{ -\ln[-\ln(1 - P(x > X_i))] \frac{1}{S_n} - \frac{y_n}{S_n} \right\} \sigma_x + \mu_x \quad [5]$$

$$X_i = \left\{ -\ln[-\ln(1 - P(x > X_i))] \frac{\sigma_x}{S_n} - \frac{\sigma_x y_n}{S_n} \right\} + \mu_x \quad [6]$$

$$X_i = -\ln \left[-\ln (1 - P(x > X_i)) \right] \frac{\sigma_x}{S_n} - \frac{\sigma_x y_n}{S_n} + \mu_x \quad [7]$$

Si se llama:

$$\alpha = \frac{\sigma_x}{S_n} \quad [8]$$

y

$$\mu = \mu_x - \frac{\sigma_x y_n}{S_n} \quad [9]$$

$$\mu = \mu_x - \alpha y_n \quad [10]$$

$$X_i = (-\alpha) \ln \left[-\ln (1 - P(x > X_i)) \right] + \mu \quad [11]$$

En este caso el valor de X_i corresponde a la intensidad de precipitación (i), para una probabilidad de excedencia. σ_x es la desviación estándar de la muestra, en este caso los valores para cada duración. S_n y y_n son valores de la distribución de variable reducida de Gumbel, los cuales se extraen de la Tabla 8.18 se obtiene $y_n = 0,49521$ y $S_n = 0,94963$.

Tabla 8.18 Valores de y_n y S_n , de la distribución variable reducida de Gumbel.

Nº de datos	y_n	S_n	Nº de datos	y_n	S_n	Nº de datos	y_n	S_n
1	0,3665	0	35	0,54034	1,12847	69	0,55453	1,1844
2	0,4043	0,4984	36	0,54105	1,13126	70	0,55477	1,18535
3	0,4286	0,6435	37	0,54174	1,13394	71	0,555	1,18629
4	0,4458	0,7315	38	0,54239	1,1365	72	0,55523	1,1872
5	0,4588	0,7928	39	0,54302	1,13896	73	0,55546	1,18809
6	0,469	0,8388	40	0,54362	1,14131	74	0,55567	1,18896
7	0,4774	0,8749	41	0,5442	1,14358	75	0,55589	1,18982

Hidrología Básica

Nº de datos	y_n	S_n	Nº de datos	y_n	S_n	Nº de datos	y_n	S_n
8	0,4843	0,9043	42	0,54475	1,14576	76	0,5561	1,19065
9	0,4902	0,9288	43	0,54529	1,14787	77	0,5563	1,19147
10	0,4952	0,9496	44	0,5458	1,14989	78	0,5565	1,19227
11	0,4996	0,9676	45	0,5463	1,15184	79	0,55669	1,19306
12	0,5035	0,9833	46	0,54678	1,15373	80	0,55689	1,19382
13	0,507	0,9971	47	0,54724	1,15555	81	0,55707	1,19458
14	0,51	1,0095	48	0,54769	1,15731	82	0,55726	1,19531
15	0,5128	1,0206	49	0,54812	1,15901	83	0,55744	1,19604
16	0,5154	1,0306	50	0,54854	1,16066	84	0,55761	1,19675
17	0,5177	1,0397	51	0,54895	1,16226	85	0,55779	1,19744
18	0,5198	1,0481	52	0,54934	1,1638	86	0,55796	1,19813
19	0,5218	1,0558	53	0,54972	1,1653	87	0,55812	1,1988
20	0,5236	1,0628	54	0,55009	1,16676	88	0,55828	1,19945
21	0,5252	1,0694	55	0,55044	1,16817	89	0,55844	1,2001
22	0,5268	1,0755	56	0,55079	1,16955	90	0,5586	1,20073
23	0,5282	1,0812	57	0,55113	1,17088	91	0,55876	1,20135
24	0,5296	1,0865	58	0,55146	1,17218	92	0,55891	1,20196
25	0,5309	1,0915	59	0,55177	1,17344	93	0,55905	1,20256
26	0,5321	1,0961	60	0,55208	1,17467	94	0,5592	1,20315
27	0,5332	1,1005	61	0,55238	1,17586	95	0,55934	1,20373
28	0,5343	1,1047	62	0,55268	1,17702	96	0,55948	1,2043
29	0,5353	1,1086	63	0,55296	1,17816	97	0,55962	1,20486
30	0,5362	1,1124	64	0,55324	1,17926	98	0,55976	1,20541
31	0,5371	1,1159	65	0,55351	1,18034	99	0,55989	1,20596
32	0,538	1,1193	66	0,55378	1,18139	100	0,56002	1,20649
33	0,5388	1,1225	67	0,55403	1,18242	101	0,56015	1,20701
34	0,5396	1,1256	68	0,55429	1,18342			

La desviación estándar y la media para los datos de duración 10 minutos se muestran en la Tabla 8.19.

Tabla 8.19 Valores de la muestra, desviación estándar y media, para intensidad de 10 minutos de duración del año 2011.

	i (mm/h) para 10 min
	16,6
	16,7
	17,4
	18,0
	18,6
	19,2
	19,9
	20,4
	21,0
	22,2
$\sigma_x =$	1,83
$\mu_x =$	19,02

El valor de α , será:

$$\alpha = \frac{\sigma_x}{S_n} = \frac{1,83}{0,94963} = 1,9271 \quad [12]$$

El valor de la media μ , será:

$$\mu = \mu_x - \alpha y_n = 19,02 - 1,9271(0,49521) = 18,0657 \quad [13]$$

Por lo tanto, la ecuación para la intensidad según la probabilidad, es dada como:

$$X_i = -(1,9314) \ln[-\ln(1 - P(x > X_i))] + 18,0657 \quad [14]$$

Como el interés es hallar la intensidad para varios periodos de retorno se sustituye la probabilidad de excedencia en función del periodo de retorno T_r .

$$i[mm / h]_{Tr-10min} = -1,9314 \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{Tr} \right) \right] + 18,0657 \quad [15]$$

Se usa esta ecuación para calcular los periodos de retorno (en años) correspondientes a la intensidad de duración 10 minutos. Se repite el cálculo para las duraciones de 20, 30, 60 120 y 360 minutos y para cada una se calcula el valor de α y de μ se de la Ec. [15] como se muestra en la Tabla 8.20.

Tabla 8.20 Valores de las constantes α y de μ para cada una de las duraciones en minutos.

Constante	Duraciones (minutos)					
	10	20	30	60	120	360
α	1,9314	1,6039	1,2990	0,9473	0,6308	0,3065
μ	18,0635	14,2057	12,6767	11,2909	10,1776	6,1032

Reemplazando las constantes, para las diferentes duraciones se obtiene las ecuaciones restantes.

$$i[mm / h]_{Tr-20min} = -1,6039 \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{Tr} \right) \right] + 14,2057 \quad [16]$$

$$i[mm / h]_{Tr-30min} = -1,2990 \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{Tr} \right) \right] + 12,6767 \quad [17]$$

$$i[mm / h]_{Tr-60min} = -0,9473 \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{Tr} \right) \right] + 11,2909 \quad [18]$$

$$i[mm / h]_{Tr-120min} = -0,6308 \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{Tr} \right) \right] + 10,1776 \quad [19]$$

$$i[mm / h]_{Tr-360min} = -0,3065 \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{Tr} \right) \right] + 6,1032 \quad [20]$$

Es importante resaltar que a partir de la aplicación de la probabilidad y estadística a datos medidos con un pluviógrafo es factible deducir ecuaciones para encontrar las intensidades de diseño en función del periodo de retorno. Ya establecidas las ecuaciones de intensidad para cada duración se calcula los valores como se muestra en la Tabla 8.21.

Tabla 8.21 Intensidades probables (mm/h) para periodos de retorno (años) y duraciones (min).

Duraciones (minutos)	Periodo de retorno T_r (años)				
	2	5	10	20	50
10	18,8	21,0	22,4	23,8	25,6
20	14,8	16,5	17,6	18,7	20,1
30	13,2	14,5	15,4	16,5	17,3
60	11,6	12,6	13,3	13,9	14,7
120	10,5	11	11,5	11,9	12,4
360	6,2	6,5	6,7	6,9	7,1

7.- Dibujo de las curvas de intensidad duración frecuencia (IDF)

A partir de los valores de Tabla 8.21 se pueden elaborar las curvas de intensidad - frecuencia - duración (o intensidad - duración - frecuencia: IDF), como se ilustra en la Figura 8.21. Las curvas IDF establecen la relación de proporcionalidad (inversa) entre la intensidad y la duración, para los periodos de retorno establecidos. Así mismo, se puede establecer directamente la intensidad máxima probable para cada periodo de retorno en una determinada duración.

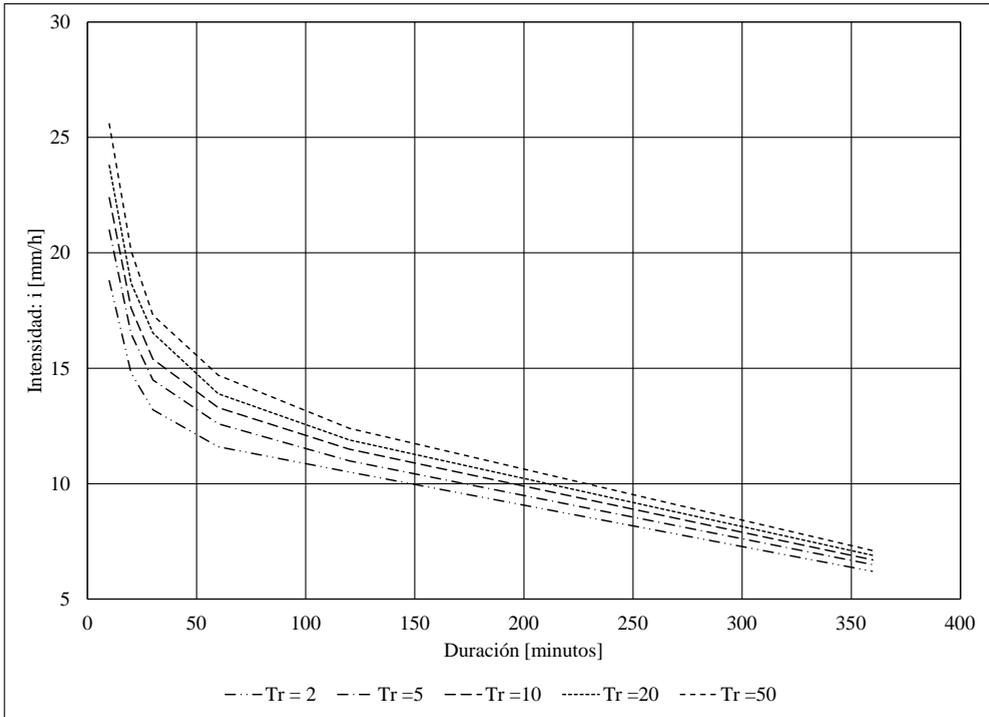


Figura 8.21

Curvas IDF para los datos de la estación. Tr en años.

8.- Si se tiene una cuenca con un determinado número de estaciones pluviográficas a las cuales se les ha elaborado las curvas IDF, se puede confeccionar un mapa con líneas de igual intensidad para un periodo de retorno y una duración dadas, como se ilustra en la Figura 8.22. A partir de estas iso-intensidades se determina la intensidad promedio de diseño para la cuenca, usando el mismo concepto de las isoyetas.

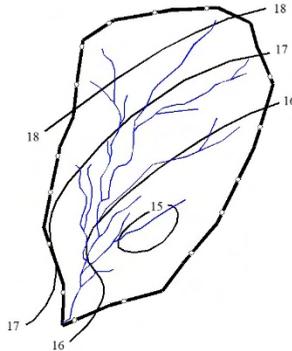


Figura 8.22

Líneas de igual intensidad (mm/h) para un periodo de retorno de 10 años y una duración de 30 minutos en una cuenca hidrográfica.

9 INFILTRACIÓN

9.1 GENERALIDADES

De acuerdo con Rawls et al. (1993), la infiltración es el proceso de entrada de agua al suelo proveniente de la lluvia, del derretimiento de la nieve, o de irrigación. El movimiento del agua en el suelo es el proceso del flujo de agua desde un punto hacia otro a través del medio poroso. Los dos procesos no pueden ser separados pues la tasa de infiltración es controlada por la tasa de flujo del agua en el suelo por debajo de la superficie, el movimiento del agua en dicho medio continua después de un evento de infiltración, pues el agua infiltrada es redistribuida. El movimiento del agua en el suelo también controla el suministro de agua para asimilación por parte de las plantas y para evaporación en la superficie del suelo. La infiltración y el movimiento del agua en el suelo juegan un papel determinante en la escorrentía superficial, la recarga de agua subterránea, la evapotranspiración, la erosión del suelo y el transporte de sustancias químicas en las aguas superficiales y subsuperficiales.

Según Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006) y Monsalve (1999), la infiltración es el proceso por el cual el agua penetra desde la superficie del terreno en el suelo; se distingue del proceso de percolación porque este último es el movimiento hacia abajo de agua desde o a través de la zona no saturada hasta el nivel freático o zona saturada. Sin embargo, los dos fenómenos están íntimamente relacionados ya que la infiltración no puede ocurrir en forma continua a menos que la percolación provea suficiente espacio en la capa superficial del suelo para el agua infiltrada. Un porcentaje del agua infiltrada podrá desplazarse en forma lateral a través del material dispuesto abajo de la superficie del terreno, a lo que se denomina interflujo o flujo subsuperficial.

La infiltración es un proceso que depende fundamentalmente del agua disponible para infiltrar, de la naturaleza de textura y granulometría del suelo, del estado de su parte más superficial, expuesta a la humedad, y de las cantidades de agua y de aire, inicialmente presentes en su interior, asociadas a la porosidad y relación de vacíos del suelo. A medida que el agua se infiltra por la superficie, las capas superiores del suelo se van humedeciendo desde arriba hacia abajo, alterando gradualmente el perfil de humedad de los estratos. Mientras persiste el aporte de agua, el perfil de humedad tiende a alcanzar el nivel de saturación a lo largo de toda la profundidad, siendo la superficie, naturalmente, el primer nivel a ser saturado.

Normalmente, la infiltración que resulta de las precipitaciones naturales no es capaz de saturar todo el suelo, restringiéndose a saturar, cuando lo logra, solamente las capas más cercanas a la superficie, conformando un perfil típico donde el contenido de humedad decrece gradualmente con el aumento de la profundidad. Cuando el aporte de agua a la superficie cesa, esto es, deja de haber infiltración, la humedad en el interior del suelo se redistribuye, evolucionando hacia un perfil de humedad en un sentido inverso, con menores contenidos de humedad cerca de la superficie y mayores niveles de humedad en las capas más profundas. No toda la humedad es drenada para las capas más profundas del suelo, ya que una fracción es transferida hacia la atmósfera por medio del proceso de evaporación. En las capas inferiores del suelo generalmente se encuentra una zona de saturación, pero su influencia en el fenómeno de la infiltración solo es significativa cuando se sitúa a poca profundidad (Silveira et al., 1993).

9.2 TASA DE INFILTRACIÓN

Según Davie (2008), la velocidad a la que el agua se infiltra en el suelo no es constante. Generalmente, el agua se infiltra inicialmente a una velocidad más rápida y se ralentiza con el tiempo. Cuando la tasa de infiltración se reduce a un nivel constante se ha alcanzado la capacidad de infiltración. Esta es la tasa de infiltración, cuando el suelo está completamente saturado. La terminología de la capacidad de infiltración es engañosa ya que sugiere un valor de capacidad en vez de una tasa.

La habilidad del suelo para conducir el agua, o su conductividad hidráulica es una cantidad altamente variable, si el suelo está formado de materiales granulares como arena o grava bien gradadas, la conductividad será alta y variará sólo ligeramente con el tiempo. Sin embargo, la mayoría de los materiales en la superficie terrestre desarrollan una estructura estratificada. El perfil del suelo se desarrolla como una respuesta a la meteorización química, la actividad orgánica y al tiempo. Cuando un suelo está seco, las fracturas presentes en él están más o menos abiertas, pero a medida que el suelo se va saturando con el agua infiltrada las arcillas y los coloides se expanden originando el cierre de las fracturas, de manera que la estructura del suelo tiene una conductividad hidráulica alta al comienzo de la infiltración y luego la conductividad disminuye continuamente.

En la fase inicial de la infiltración, la atracción del agua por parte de las fuerzas capilares del suelo es muy importante. El efecto de las fuerzas capilares en suelos de granulometría media a gruesa es pequeño y son mayores para valores bajos de humedad inicial en suelos de granulometría fina.

La última capacidad de infiltración es determinada por la permeabilidad del horizonte del suelo menos permeable para el paso del agua de gravedad. El movimiento vertical de agua dentro de la masa del suelo saturado es denominado percolación. Las leyes físicas que gobiernan el movimiento de agua en ambos medios porosos (saturado y no saturado) pueden ser usadas para describir la variación de la infiltración del agua con respecto al tiempo.

9.3 RELACIÓN ENTRE EL AGUA SUBTERRÁNEA Y EL AGUA SUPERFICIAL

De acuerdo con Davie (2008), es tradicional pensar que el agua subterránea mantiene los caudales de cursos de agua durante los meses de verano que, de hecho, a menudo lo hace. Sin embargo, la interacción entre el agua subterránea y el caudal superficial es compleja y depende mucho de las circunstancias locales. El agua se mueve naturalmente hacia áreas donde el flujo más rápido se encuentra disponible y, en consecuencia, puede ser extraído hacia un arroyo. Este es el caso en ambientes secos, pero depende de que haya un acuífero inconfinado cerca de la superficie. Si este no es el caso, entonces el curso de agua puede estar aportando agua al suelo mediante infiltración.

La Figura 9.1 muestra dos circunstancias diferentes de interacción entre el agua subterránea y el curso de agua superficial. En la figura de la izquierda el agua subterránea está aportando líquido al curso de agua ya que el nivel freático es alto; en la figura de la derecha el nivel freático es bajo y el curso de agua está aportando líquido al agua subterránea.

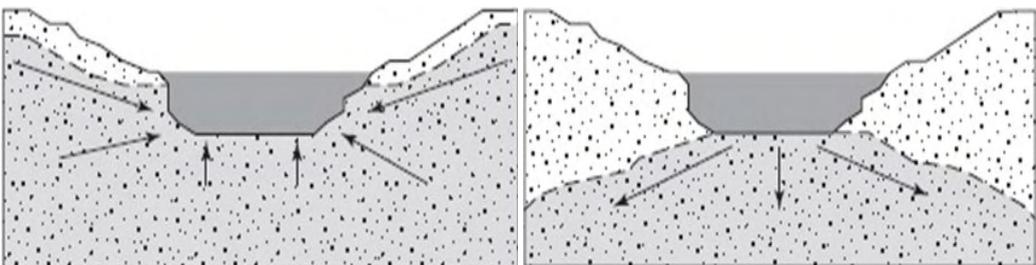


Figura 9.1

Interacciones entre un río y el agua subterránea. a) Agua subterránea contribuyendo al curso de agua, (b) el río aporta al almacenamiento subterráneo.

Fuente: Adaptado de (Davie, 2008, p. 66).

9.4 FACTORES QUE AFECTAN LA INFILTRACIÓN

Según Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), entre los principales factores que influyen en la capacidad de infiltración se encuentran los siguientes:

9.4.1 Condiciones de superficie

La compactación del suelo incide de manera importante, pues cuando un suelo se compacta disminuye la infiltración. Esta es una de las razones por las cuales campos cultivados que soportan el paso de tractores y maquinaria agrícola tienen menos infiltración; situación similar se presenta en campos de pastoreo debido a las pisadas del ganado.

La presencia de cobertura vegetal natural incrementa la capacidad de infiltración gracias al sistema radicular, es así como una cobertura vegetal densa favorece la infiltración y dificulta el escurrimiento superficial del agua. Tan pronto la lluvia cesa, buena parte de la humedad del suelo es retirada a través de las raíces, aumentando la capacidad de infiltración para próximas precipitaciones. Las superficies carentes de cobertura vegetal presentan baja infiltración puesto que el suelo se encuentra expuesto al choque directo de las gotas de lluvia, lo que puede conducir a una compactación del mismo. Adicionalmente, los agregados de partículas son divididos por el agua, que arrastrará las fracciones de elementos más finas, con mayor posibilidad de penetrar hacia el interior y obturar los poros y grietas, lo que retarda o inclusive impide la infiltración.

La pendiente del terreno influye ya que podría mantener durante más o menos tiempo una lámina de agua de cierto espesor sobre él; por consiguiente, cuanto mayor sea la pendiente menor será la infiltración, y cuanto menor sea la pendiente mayor será la infiltración.

Las áreas urbanizadas reducen considerablemente la posibilidad de infiltración debido a la impermeabilización del terreno; por otro lado, en zonas con afloramientos rocosos, sin formación de suelo o siendo este muy incipiente, la infiltración puede llegar a ser prácticamente nula.

9.4.2 Características del suelo

La capacidad de infiltración, y por ende la permeabilidad de un suelo depende del tamaño y cantidad de poros, los cuales guardan estrecha relación con la textura y estructura del suelo. En general, entre más fina sea la textura del suelo y entre más laminar su estructura, más lenta será la permeabilidad; así para suelos arcillosos de textura muy fina y estructura

laminar, la permeabilidad es muy lenta, mientras que para suelos como las gravas de textura gruesa y estructura granular, la permeabilidad es muy rápida. Un suelo fino, con gran cantidad de limos y arcillas, estará expuesto a la disgregación y al arrastre de dichos materiales por el agua, con el consiguiente llenado de poros más profundos.

La existencia de poros grandes reduce la tensión capilar, pero favorece directamente la entrada de agua; entre mayor sea la porosidad, el tamaño de las partículas y el estado de fisura del suelo, mayor será la capacidad de infiltración. El efecto del aire atrapado en los espacios entre las partículas de suelo es opuesto al de la estructura del suelo, sus efectos consisten en una resistencia inicial a la infiltración, la cual disminuirá con el paso continuo del agua. Este efecto se observa durante la primera parte de la infiltración.

El calor específico del terreno influirá en su posibilidad de almacenamiento de calor, afectando a la temperatura del fluido que se infiltra y, por lo tanto, a su viscosidad, lo cual a su vez afecta las velocidades de infiltración. Si los demás factores permanecen constantes la infiltración varía inversamente con la viscosidad o directamente con la temperatura.

9.4.3 Condiciones Ambientales

La capacidad de infiltración se comporta de manera inversa a la humedad presente en el suelo, por ello un suelo con alto contenido de humedad presentará menor capacidad de infiltración que un suelo seco. A medida que el suelo se humedece, los suelos finos conformados por arcillas y coloides se expanden fruto de la hidratación, cerrando de esa manera los vacíos y disminuyendo en consecuencia la capacidad de infiltración.

9.4.4 Características del fluido que se infiltra

La presencia de alta turbidez en el agua disminuye la capacidad de infiltración del suelo debido a los materiales finos en suspensión presentes en el líquido, que penetran en el suelo obturando algunos intersticios y reduciendo la permeabilidad fruto de la colmatación, y por ende, la intensidad de infiltración. Adicionalmente, el contenido de cierto tipo de sales metálicas en ocasiones favorece la formación de flóculos con los coloides del suelo, reduciendo en consecuencia, por el mismo motivo anterior, la capacidad de infiltración. Ya que la temperatura del agua afecta a su viscosidad, se verá afectada también la facilidad con que aquella fluirá por el suelo; por tal motivo las intensidades de infiltración son menores en invierno que en verano.

9.5 LA HUMEDAD EN EL SUELO Y ESTADO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

El terreno puede estar formado por un medio poroso (como son los suelos), por roca consolidada fracturada, o por una combinación de ambos. Las características particulares de cada uno de los medios que constituyen un terreno, influyen en forma directa sobre el flujo del agua. En especial, el suelo es una mezcla de partículas minerales, materia orgánica, agua, aire y vapor de agua.

En un suelo las partículas de tierra están rodeadas por una pequeña película (lámina) de agua que está adherida a las partículas por fuerzas moleculares. Esta es llamada lámina o película higroscópica y está fijada a las partículas por una fuerza relativamente grande; en consecuencia, el agua higroscópica no está normalmente activa en el proceso hidrológico.

Existen fuerzas capilares que pueden retener el agua en el suelo contra la fuerza de gravedad. Estas fuerzas se deben a la succión capilar que existe en los meniscos de las películas de agua en contacto con las partículas de suelo; dicha succión se visualiza mediante una analogía con el ascenso del agua en un tubo capilar. La inserción de un tubo delgado en un depósito de agua en reposo produce un ascenso en el nivel del agua en el tubo en relación al nivel externo. La altura extra del agua en el tubo es atribuible a la succión capilar que actúa contra la fuerza de gravedad, la cual, por sí sola, mantendría el mismo nivel dentro y fuera del tubo. La magnitud de la succión es determinada por la tensión superficial del agua y el radio del menisco. A medida que el agua capilar es extraída de la masa de suelo, el agua que permanece en el suelo ocupa poros cada vez menores, y la succión sobre esta agua aumenta de la misma manera que la altura del ascenso en un tubo capilar aumenta con el decrecimiento del radio del tubo.

La succión capilar en un suelo, junto con la fuerza de gravedad, determina el movimiento y la distribución más importante del agua en el mismo. Por lo tanto, la fuerza capilar depende del tamaño de los pasajes del agua, y los pasajes de agua, o poros del suelo, son función de la textura de dicho suelo. El movimiento de agua en los pasajes más grandes del suelo está gobernado por fuerzas gravitacionales; el agua en movimiento es denominada agua de gravedad.

Las formas de agua en el suelo se pueden apreciar de manera esquemática en la Figura 9.2.

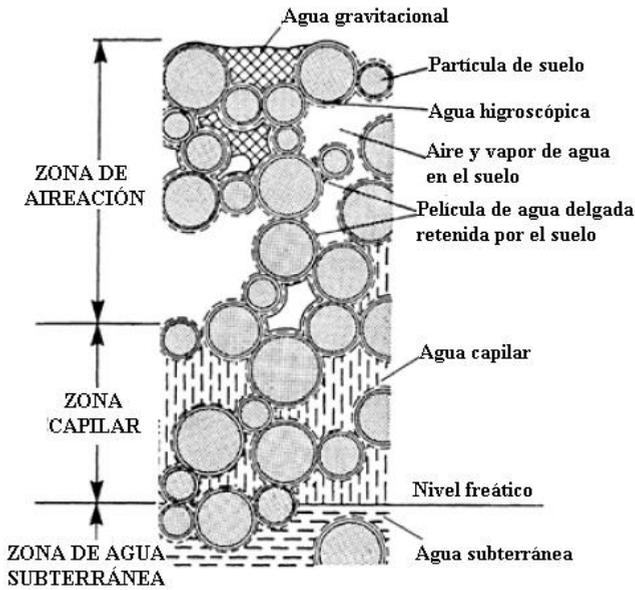


Figura 9.2

Agua en el suelo. Adaptado de: (Shaw, 1994, p. 90).

Existen dos regiones principales que están separadas por una superficie irregular llamada nivel freático, que en un acuífero inconfinado es el lugar geométrico de los puntos donde la presión hidrostática es igual a la presión atmosférica. Por encima del nivel freático está la zona vadosa en la cual los poros del suelo pueden contener aire o agua; por esta razón se llama también zona de aeración.

En la zona freática, por debajo de la tabla de agua, los intersticios están llenos de agua por lo cual esta zona se llama también zona de saturación. La zona freática puede extenderse a una profundidad considerable, pero, a medida que aumenta la profundidad, el peso de la sobrecarga tiende a cerrar los poros de manera que es poca el agua que se encuentra en el suelo a profundidades superiores a los tres kilómetros (Linsley et al., 1977).

Se encuentran a menudo zonas localmente saturadas que constituyen los llamados conos de agua emperchada sobre lentes o estratos de material impermeables. Algunas veces el agua subterránea se halla en una formación recubierta por un estrato impermeable, formando así un acuífero confinado o artesiano. Los acuíferos confinados se encuentran generalmente a presión debido al peso de la sobrecarga y a la cabeza hidrostática. Si un pozo llega a penetrar la capa confinante, el agua subirá hasta alcanzar el nivel piezométrico que es el equivalente artesiano de la

tabla de agua. Si el nivel piezométrico se halla por encima de la superficie del terreno, el pozo descargará como un manantial (Linsley et al., 1977).

En la zona vadosa (zona capilar y de aireación), la humedad se reparte en dos regiones. En primer lugar, la región de humedad del suelo, en la que penetran las raíces de las plantas, y está comprendida entre los cero y 10 m a partir de la superficie; en esta zona el agua fluctúa de acuerdo con la tasa de extracción de agua por las plantas entre periodos de lluvia. La franja capilar, en segundo término, comprende la región que está por encima del nivel freático, donde impera la tensión capilar que obliga el ascenso del agua; esta franja varía en espesor desde unos centímetros hasta algunos metros, de acuerdo con el tamaño de los poros del suelo. Si el nivel freático está cerca de la superficie, la franja capilar y la zona de humedad del suelo pueden superponerse; sin embargo, en sitios donde el nivel freático es profundo, aparece una región intermedia donde los niveles de humedad permanecen constantes y son iguales a la capacidad de campo del suelo y la roca del lugar.

9.6 PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO Y SU CAPACIDAD PARA CONDUCIR EL AGUA

La composición de la matriz del suelo es descrita por las relaciones de algunas de las propiedades básicas de los diferentes constituyentes (suelo, aire, agua). De acuerdo con Shaw (1994), Han (2010) y Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006), entre las principales propiedades del suelo asociadas a la capacidad de retener y conducir el agua se encuentran:

9.6.1 Porosidad

La porosidad del suelo se determina por medio de la siguiente ecuación.

$$\phi = \frac{V_w + V_g}{V_T} \quad [9.1]$$

Donde:

ϕ : Porosidad del suelo (adimensional)

V_w : Volumen de líquido en la muestra de suelo (cm³)

V_g : Volumen de la fase gaseosa de suelo (cm³)

V_T : Volumen total de la muestra de suelo (cm³)

Valores típicos de porosidad suelen ser de 0,2 para suelos gruesos y 0,6 para suelos finos (Shaw, 1994).

También suele representarse por medio de la fórmula:

$$\eta = \frac{\nabla_v}{\nabla_T} \quad [9.2]$$

Donde:

η : Porosidad (adimensional)

∇_v : Volumen de vacíos (cm³), que es la suma del volumen de aire y agua

∇_T : Volumen total de la muestra de suelo (cm³)

9.6.2 Contenido de humedad

Los vacíos en el suelo se encuentran ocupados por agua, líquidos y aire. El contenido de humedad del suelo describe el volumen de agua líquida en la masa de suelo, se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$\theta = \frac{\nabla_L}{\nabla_T} \quad [9.3]$$

Donde:

θ : Humedad del suelo (adimensional)

∇_L : Volumen de agua (cm³)

∇_T : Volumen total de la muestra de suelo (cm³)

El rango de valores de la humedad variará entre cero y η , donde cero corresponde al suelo seco y η al suelo saturado (Shaw, 1994).

9.6.3 Densidad del medio o de la muestra

La densidad de la muestra de suelo se determina mediante la ecuación:

$$\rho_m = \frac{m_m}{\nabla_m} \quad [9.4]$$

Donde:

ρ_m : Densidad de la muestra de suelo (g/cm³)

m_m : Masa de la muestra (g)

∇_m : Volumen total de la muestra (o ∇_T), incluyendo partículas, agua y aire (cm³)

9.6.4 Densidad de los sólidos

La densidad media de las partículas de suelo se puede determinar por medio de la siguiente expresión.

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \quad [9.5]$$

Donde:

ρ_s : Densidad del suelo (g/cm³)

m_s : Masa de los sólidos (g)

V_s : Volumen de los sólidos (cm³)

El valor promedio para suelos de origen mineral es de 2,65 g/cm³(Shaw, 1994).

9.6.5 Densidad aparente del suelo (densidad bulk)

La densidad aparente del suelo se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$\rho_b = \frac{m_s}{V_T} \quad [9.6]$$

Donde:

ρ_b : Densidad aparente del suelo (g/cm³)

m_s : Masa de los sólidos (g)

V_s : Volumen de la muestra de suelo (cm³)

Un valor típico para suelos arenosos es de 1,65 g/cm³, y para suelos arcillosos de 1,10 g/cm³ (Shaw, 1994).

9.6.6 Relación de vacíos en el suelo

Se define como la razón existente entre el volumen de vacíos y el volumen de sólidos, y se determina por medio de la siguiente ecuación.

$$e = \frac{V_w + V_g}{V_s} = \frac{V_v}{V_s} \quad [9.7]$$

Donde:

e : Relación de vacíos (adimensional)

V_w : Volumen de líquido en la muestra de suelo (cm^3) V_g :

Volumen de la fase gaseosa en el suelo (cm^3)

V_v : Volumen de vacíos en la muestra de suelo (cm^3) V_s :

Volumen de sólidos en la muestra de suelo (cm^3)

Teóricamente varía entre cero a infinito. Prácticamente puede ser mayor a 0,25 en arenas muy densas y con partículas de tamaños pequeños, y del orden de 15 para arcillas altamente compresibles o expansivas

9.6.7 Grado de saturación del suelo

Es la relación entre el volumen de agua y el volumen de vacíos, se calcula por medio de la siguiente fórmula.

$$Sr = \frac{V_w}{V_v} * 100 \quad [9.8]$$

Donde:

Sr : Grado de saturación del suelo (%)

V_w : Volumen de líquido en la muestra de suelo (cm^3)

V_v : Volumen de vacíos en la muestra de suelo (cm^3)

Dependiendo de la relación entre la proporción de aire y de agua en la masa de suelo, se lo puede clasificar como un medio no saturado o saturado. En el primer caso, los espacios entre partículas sólidas están llenos de aire, excepto por una fina película de agua que se forma alrededor de la superficie de las partículas que es muy difícil de eliminar o extraer. En el caso del medio poroso saturado, el aire es expulsado de los espacios entre partículas casi en su totalidad, debido a la presencia del agua.

Si el medio poroso se encuentra en contacto con la atmósfera a través de la superficie del terreno, la posible infiltración dependerá básicamente de la condición hidráulica y de las características físicas del medio así: si el suelo se encuentra saturado, la infiltración será despreciable; si el medio no se encuentra saturado, pero sus características físicas dificultan el paso de agua, entonces la infiltración será baja; si el suelo no se encuentra saturado pero sus características físicas permiten que el agua se desplace fácilmente, entonces la infiltración será importante.

9.6.8 Granulometría del suelo

El tipo de suelo es función de su textura, la estructura, el tamaño de las partículas que lo constituyen y la distribución las mismas. El tamaño de las partículas se determina mediante el análisis granulométrico del suelo, y su estructura está relacionada a la forma en que las partículas se agrupan juntas en muestras más grandes.

Para determinar el tamaño (de manera aproximada el diámetro) de las partículas sólidas, el suelo se somete al proceso de tamizado, mediante el cual se puede determinar la proporción de tamaños de las partículas que componen al suelo. A continuación, en la Figura 9.3 se ilustra una serie de tamices utilizada para determinar la granulometría de un suelo (Fotografía a) y las fracciones del material separado por la retención del suelo en cada tamiz (Fotografía b), ambas imágenes obtenidas en ensayos realizados por los autores en el Laboratorio de Suelos, Pavimentos y Materiales de la Universidad de Nariño.



Figura 9.3

Ensayo de granulometría sobre un suelo. (a) Serie de tamices. (b) Fracciones de material retenidas por diversos tamices.

Los resultados del ensayo de granulometría se presentan como una curva acumulada, donde las marcas de clase de los tamaños de partícula se representan en el eje horizontal (en milímetros), en una escala logarítmica; y en el eje vertical se representa el porcentaje retenido acumulado o el porcentaje que deja pasar cada tamiz. En la Figura 9.4 se ilustra un ejemplo del tipo de formato comúnmente utilizado para la representación de curvas granulométricas para suelos en ensayos realizados por los autores en el Laboratorio de Suelos, Pavimentos y Materiales de la Universidad de Nariño.

Hidrología Básica

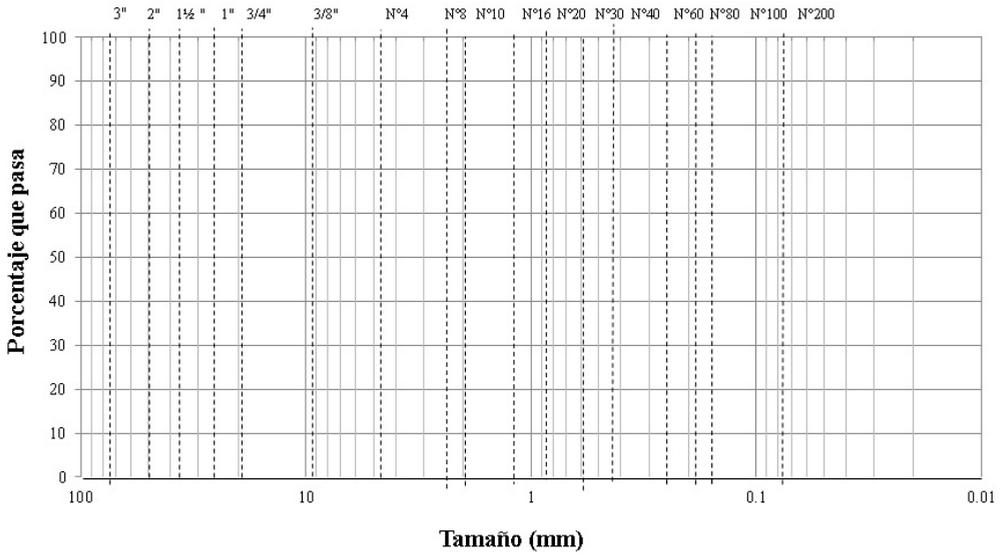


Figura 9.4

Formato para representación gráfica de curvas granulométricas para suelos.

9.6.9 Carga hidráulica

Cuando el medio está saturado, entonces la condición energética del agua se expresa por medio de la ecuación:

$$H = z + \frac{p}{\gamma_{\text{agua}}} + \frac{V^2}{2g} \quad [9.9]$$

Donde:

- H : Carga hidráulica en el suelo, equivalente a metros de columna de agua
- z : Distancia vertical hasta el nivel de referencia o dátum (m)
- p : Presión manométrica del agua
- γ_{agua} : Peso específico del agua (kg/m³)
- V : Velocidad del flujo en el medio poroso, generalmente su valor es muy pequeño (m/s)
- g : Constante de aceleración gravitacional (9,81 m/s²)

9.6.10 Zona vadosa (zona no saturada)

Es la zona no saturada que se encuentra entre la superficie del suelo y el nivel freático. El agua en la zona vadosa posee una cabeza de presión menor que la presión atmosférica, conocida como cabeza de succión (Han,

2010). Otros autores denominan a dicho fenómeno como tensión mátrica o matricial del suelo, debido al valor negativo de la presión; es decir al ejercer una tensión o succión.

9.6.11. Capacidad de campo

Es la cantidad de humedad del suelo que puede ser mantenida en el medio después de que el exceso de agua ha sido drenado, y sirve como medición de la capacidad de almacenamiento de humedad por parte del suelo. En la práctica, la capacidad de campo se encuentra después de que el suelo saturado es drenado por acción gravitacional durante un tiempo del orden de dos a tres días (Han, 2010). El déficit de humedad del suelo representa la cantidad de agua lluvia necesaria para hacer regresar al suelo a su capacidad de campo.

9.6.12. Conductividad hidráulica

Es un parámetro que indica qué tan fácil se puede desplazar el agua entre un lugar y otro bajo la influencia de un gradiente de presión o de tensión. Para el caso del medio saturado, la conductividad hidráulica se mantiene constante si las propiedades físicas no sufren cambios a lo largo del espacio y el tiempo. Para el medio no saturado, aun cuando las propiedades físicas permanezcan constantes, la conductividad disminuye a partir del valor asociado a la saturación, conforme cambie el valor de contenido de humedad o de tensión mátrica.

9.6.13. Clases de permeabilidad del suelo

La permeabilidad del suelo puede medirse en función de la velocidad del flujo de agua a través de este durante un periodo determinado. Existen diversos métodos para determinar la permeabilidad o “conductividad hidráulica”; a partir de lo descrito por Peck et al. (2014), y por Juárez-Badillo y Rico-Rodríguez (1982), básicamente se pueden dividir como métodos directos, tales como el permeámetro de cabeza constante, el permeámetro de cabeza variable y las pruebas “in situ”, y como métodos indirectos, que consisten en estimaciones a partir de otros parámetros como la granulometría y a partir de la prueba de consolidación.

A continuación, en la Tabla 9.1, se presentan valores típicos del coeficiente de permeabilidad, también conocido como conductividad hidráulica para diversos tipos de suelos.

Tabla 9.1 Valores típicos del coeficiente de permeabilidad para varios tipos de suelos.

Material	Coeficiente de permeabilidad (mm/s)
Grava gruesa	$10^{-1} - 10^{-3}$
Grava media, grava fina y arena media	$10^{-2} - 10^{-3}$
Arena fina, limo suelto	$10^{-4} - 10^{-2}$
Limo denso, limo arcilloso	$10^{-5} - 10^{-4}$
Arcilla limosa	$10^{-8} - 10^{-5}$
Arcilla	$10^{-10} - 10^{-8}$

Fuente: Adaptado de (Das, 2008, p. 172); (Verruijt, 2006, p. 46)

La Tabla 9.2 presenta a continuación valores del coeficiente de permeabilidad de algunos suelos, así como su aplicación en presas de tierra y diques junto con características de su comportamiento en términos de capacidad de drenaje.

Tabla 9.2 Coeficiente de permeabilidad (K) y propiedades de drenaje de suelos.

Tipos de suelos	K (cm/s)	Propiedad de drenaje
- Grava limpia	$10^{-2} - 1,0$	Bueno
- Arena limpia, mezclas de grava y arena limpias	$1,0 - 10^{-3}$	Bueno
- Arenas muy finas, limos orgánicos e inorgánicos, mezclas de arena, limo y arcilla, depósitos de arcilla estratificados	$10^{-3} - 10^{-7}$	Malo, para K entre 10^{-4} y 10^{-6}
- Suelos "impermeables" ej. Arcillas homogéneas debajo de la zona de intemperismo	$10^{-7} - 10^{-9}$	Prácticamente impermeables

Fuente: Adaptada de (Juárez y Rico, 2005, p. 198)

9.7 PERMEABILIDAD DEL SUELO A PARTIR DE DATOS DE LLUVIA Y ESCURRIMIENTO

Según Aparicio-Mijares (1992), cuando se tienen mediciones simultáneas de lluvia y volumen de escurrimiento se pueden calcular las pérdidas con base en la siguiente ecuación:

$$V_p = V_{ll} - V_{ed} \quad [9.10]$$

Donde:

V_p : Volumen de pérdidas

V_{ll} : Volumen de lluvia

V_{ed} : Volumen de escurrimiento directo

Si ambos miembros de la Ecuación [9.10] se dividen entre el área de la cuenca se obtiene:

$$F = I - R \quad [9.11]$$

Donde:

F : Infiltración o lámina de pérdidas acumulada

I : Altura de lluvia acumulada

R : Escurrimiento directo acumulado

Y si a su vez la Ecuación [9.11] se deriva con respecto al tiempo se tiene:

$$f = i - r \quad [9.12]$$

Donde r es la lámina de escurrimiento directo por unidad de tiempo. Para la aplicación de los métodos que simulan la relación lluvia escurrimiento es necesario conocer la variación en el tiempo de r. Para ello se usan comúnmente dos tipos de criterios en cuencas aforadas: el de la capacidad de infiltración media y el del coeficiente de escurrimiento, en el presente texto se explicará el método de la infiltración media.

9.8 MEDICIÓN DE LA INFILTRACIÓN

La determinación de la infiltración se puede hacer empleando infiltrómetros, lisímetros o parcelas de ensayo, de manera análoga a la medida de la evaporación y de la evapotranspiración desde el suelo.

9.8.1 Infiltrómetros

Los infiltrómetros se usan en pequeñas áreas o en cuencas de tipo experimental. Cuando existe alta variación en los suelos o en la vegetación, se debe dividir el área en pequeñas áreas uniformes y en cada una de ellas se realizan las mediciones respectivas.

El infiltrómetro más usado es el conocido como Infiltrómetro de cilindros concéntricos (método de Muntz). Consiste en un cilindro de 15 cm de largo y fijo, aproximadamente de 20 cm de diámetro interno y otro tubo de mayor diámetro (40 cm) alrededor del primero, constituyendo una especie de corona protectora. Se llena de agua ambos cilindros, pero la infiltración se mide solamente en el cilindro interno. La medición es menor que la que se obtiene con un solo cilindro y es más concordante con la capacidad real del suelo. En la Figura 9.5 se ilustra un infiltrómetro instalado en sitio.



Figura 9.5
Fotografía de un infiltrómetro de doble anillo. Fuente: Laboratorio de Hidráulica Universidad de Nariño.

La curva de capacidad de infiltración se elabora mediante la localización en el eje de las abscisas de los tiempos acumulados de realización del ensayo (horas o minutos), y en el eje de las ordenadas los valores calculados de velocidad de infiltración (mm/h).

9.9 CAPACIDAD DE INFILTRACIÓN

La capacidad de infiltración representa la cantidad máxima de agua que puede absorber un suelo bajo determinadas condiciones, su valor es variable en el tiempo en función de la humedad del suelo, del material que lo conforma (con características como la granulometría y textura), y el grado de compactación del suelo. La capacidad de infiltración disminuye progresivamente hasta alcanzar un valor casi constante a medida que la

precipitación se prolonga, y es a partir de ese momento que empieza el escurrimiento. Cuando la lluvia es superior a la capacidad de infiltración recibe el nombre de lluvia neta, o lluvia efectiva, o lluvia eficaz. Existen varios modelos que pueden explicar el comportamiento de la capacidad de infiltración con respecto al tiempo (Lázaro, 2010), como son:

- Modelo de Philip
- Modelo de Green-Ampt
- Modelo Lineal de Smith-Parlange
- Modelo no lineal de Smith-Parlange
- Modelo de Mishra-Singh (2002)
- Modelo de Horton
- Modelo de Kostiakov
- Modelo de Kostiakov Modificado

Generalmente la capacidad de infiltración se la expresa mediante la ecuación de Horton, dada como:

$$f = f_c + (f_o + f_c) \cdot e^{-kt} \quad [9.13]$$

Donde:

f : Capacidad de infiltración en un tiempo (mm/h)

f_o : Capacidad de infiltración inicial (mm/h)

f_c : Capacidad de infiltración de equilibrio (mm/h)

t : Tiempo (horas)

k : Constante que representa la tasa de decrecimiento de la capacidad de infiltración.

Los valores medidos de la capacidad de infiltración se pueden ajustar a este modelo matemático.

Ejemplo 10.1

Ajustar el modelo de Horton a los datos del ensayo de infiltración indicados en la Tabla 9.3.

Tabla 9.3 Valores medidos de tiempo acumulado y capacidad de infiltración.

t acumulado [min]	f [mm/h]
10	107,6
20	74,0
30	55,5
40	43,0
50	33,0
60	26,0
70	22,0
90	17,0
120	13,0
150	11,0

Solución:

Se adopta el siguiente procedimiento:

$$f = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt} \quad (1)$$

$$(f - f_c) = (f_o - f_c)e^{-kt} \quad (2)$$

Se toman logaritmos a ambos lados de la ecuación.

$$\ln(f - f_c) = \ln(f_o - f_c) + \ln e^{-kt} \quad (3)$$

$$\ln(f - f_c) = \ln(f_o - f_c) - kt \quad (4)$$

Se transforma en una ecuación de la línea recta.

$$y = b - mx \quad (5)$$

Donde b es el intercepto y m es la pendiente. Se realiza el cálculo de logaritmos de $\ln(f-f_c)$, como se indica en la Tabla 9.4. Para este caso se asumió un valor de $f_c = 10$ mm/h.

Tabla 9.4 Valores medidos de tiempo acumulado y capacidad de infiltración.

t acumulado [min]	f [mm/h]	f-f _c [mm/h]	Ln (f-f _c)
10	107,6	97,6	4,58
20	74,0	64,0	4,16
30	55,5	45,5	3,82
40	43,0	33,0	3,50
50	33,0	23,0	3,14
60	26,0	16,0	2,77
70	22,0	12,0	2,48
90	17,0	7,0	1,95
120	13,0	3,0	1,10
150	11,0	1,0	0,00

Luego se construye una gráfica de ln(f-f_c) con respecto al tiempo acumulado, como se ilustra a continuación en la Figura 9.6.

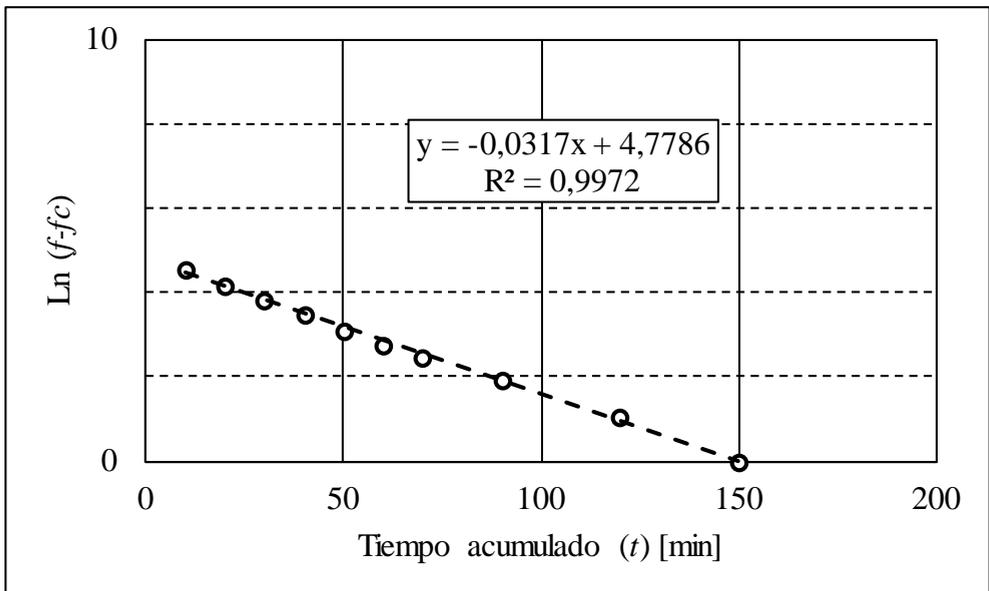


Figura 9.6 Ajuste de una línea recta a los logaritmos de los datos.

A los datos se ajusta una línea recta, de la cual se obtiene el valor de b y m . En este caso, para la ecuación mostrada en la Figura 9.7, se obtiene que $b = 4,7786$ y $m = -0,0317$.

De los datos experimentales se obtiene un valor de $f_c = 10 \text{ mm/h}$. El valor de $k = m = 0,0317$, y el valor de $(f_0 - f_c)$ corresponde al antilogaritmo de b , de la siguiente manera:

$$f_0 - f_c = \exp[\ln(f_0 - f_c)] \quad (6)$$

$$f_0 - f_c = \exp^{[4,7786]} = 118,9 \quad (7)$$

El modelo ajustado a los datos es el siguiente:

$$f = 10 + 118,93e^{-0,0317t} \quad (8)$$

Al realizar la gráfica de los datos originales y la curva ajustada se obtiene la Figura 9.7, como se observa existe un ajuste adecuado.

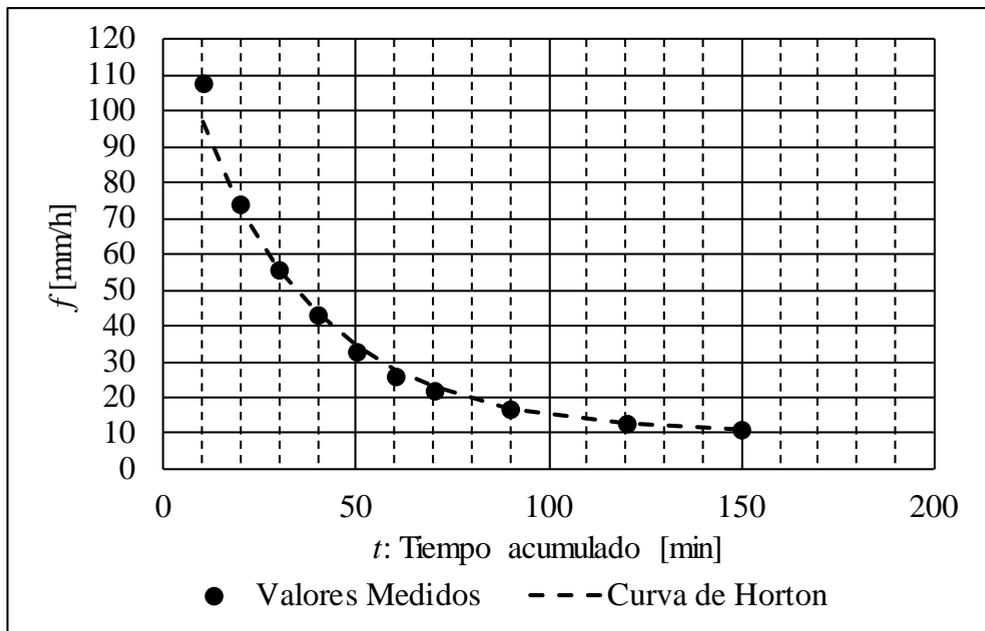


Figura 9.7

Comparación gráfica de los datos medidos y la curva ajustada según modelo de Horton.

9.10 CRITERIO DE LA CAPACIDAD DE INFILTRACIÓN MEDIA

El criterio de la capacidad de infiltración media supone que la capacidad de infiltración se mantiene constante durante toda la tormenta. A dicha capacidad de infiltración se la denomina índice de infiltración media ϕ . Cuando se dispone de registros simultáneos de precipitación y de escurrimiento resultado de una tormenta, se puede calcular el índice de infiltración media de la siguiente manera:

a) Del hidrograma de la avenida o creciente se separa el gasto o caudal base y se calcula el volumen de escurrimiento directo.

b) Se determina la altura de lluvia en exceso o precipitación efectiva hpe mediante la división del volumen de escurrimiento directo $\forall ed$ entre el área de la cuenca A_c :

$$hp_e = \frac{\forall_{ed}}{A_c} \quad [9.13]$$

c) El índice de infiltración media ϕ se calcula al trazar una línea horizontal en el hietograma de la tormenta, su localización en las ordenadas debe realizarse de tal manera que la suma de las alturas de precipitación que queden por encima de dicha línea sea igual al valor de hpe . El índice de infiltración media ϕ será igual a la altura de precipitación correspondiente a la línea horizontal dividida entre el intervalo de tiempo Δt que dure cada barra del hietograma.

Ejemplo 9.2

En una cuenca con un área de 36 km² se midieron el hietograma y el hidrograma mostrados en la Figura 9.8 a y b, respectivamente. Determinar el índice de infiltración media que se tuvo durante la tormenta.

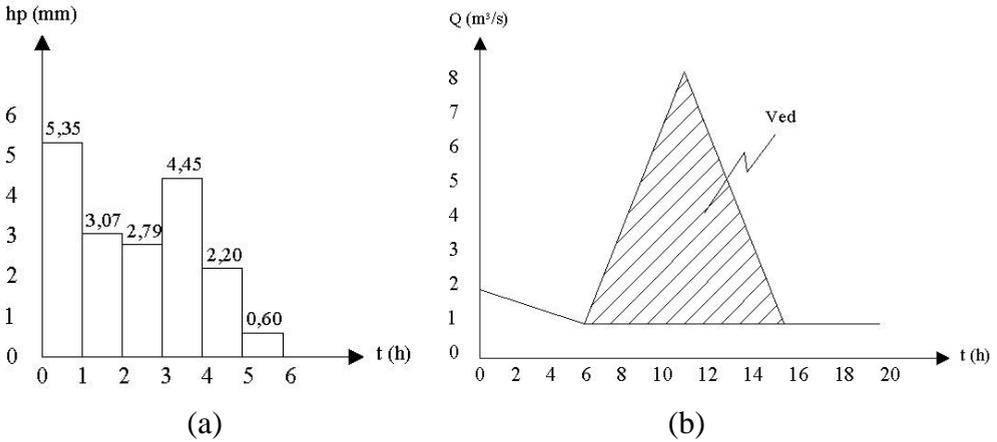


Figura 9.8

Representación gráfica de los datos. (a) Hietograma (b) Hidrograma de la cuenca analizada

a) Separación del gasto base y cálculo del volumen de escurrimiento directo.

De la Figura 9-1b se observa que, en este caso, la línea de separación entre el gasto (caudal) base y el gasto directo es una recta horizontal. El volumen de escurrimiento directo es entonces:

$$V_{ed} = \frac{10h * 3600s / h * 7m^3 / s}{2} = 126\ 000m^3 \quad [1]$$

b) Cálculo de la lluvia efectiva.

De la Ecuación 9.13, se tiene que la altura de lluvia efectiva es:

$$R = hp_e = \frac{V_{ed}}{A_c} = \frac{126\ 000m^3}{36\ 000\ 000m^2} = 0,0035m = 3,5mm \quad [2]$$

c) Cálculo de ϕ

En la Tabla 9.5 se ilustran algunos tanteos realizados para encontrar el valor correcto de ϕ . En dicha tabla ϕ es la altura de precipitación en exceso correspondiente a la i-ésima barra del hietograma.

Para cada una de las seis columnas parciales ($hpe_1, hpe_2, \dots, hpe_6$) los valores respectivos se calculan restando al valor de la precipitación del hietograma el valor adoptado para ϕ . El índice de infiltración media para el cual $\sum hpei$ coincidió con el hpe anteriormente calculado (3,5 mm) fue de 3,15 mm/h.

Hidrología Básica

Nótese que si el intervalo de tiempo que duran las barras del hietograma de la Figura 9.8a hubiera sido de 2 h, ϕ sería de 3,15 mm/2h o lo que es lo mismo, 1,575 mm/h; y si $\Delta t = 0,5$ h, entonces $\phi = 3,15$ mm/0,5h, o lo que es lo mismo 6,30 mm/h.

Tabla 9.5 Cálculo por tanteos del índice de infiltración ϕ .

ϕ (mm/h)	hp_{e1} (mm)	hp_{e2} (mm)	hp_{e3} (mm)	hp_{e4} (mm)	hp_{e5} (mm)	hp_{e6} (mm)	Σhp_{ei} (mm)
4	1,35	0	0	0,45	0	0	1,8 \neq 3,5
3	2,35	0,07	0	1,45	0	0	3,87 \neq 3,5
3,15	2,20	0	0	1,30	0	0	3,50 = 3,5

Para efectos de acelerar la búsqueda, se puede usar el método de bipartición, iniciando entre el valor máximo y mínimo de la precipitación, incluso es el proceso susceptible de ser programado en algún lenguaje de programación numérica.

10 EVAPOTRANSPIRACIÓN, INTERCEPTACIÓN Y ALMACENAMIENTO SUPERFICIAL

10.1 GENERALIDADES

La evaporación ocurre cuando el agua en estado líquido es convertida en vapor. La tasa de evaporación es controlada por la disponibilidad de energía en la superficie evaporante y por la facilidad con la que el vapor de agua pueda ser difundido hacia la atmósfera. Diferentes procesos físicos son responsables por la difusión, pero la física de las pérdidas de vapor de agua desde superficies libres de agua y desde el suelo o desde cultivos vegetales es esencialmente idéntica. En este capítulo la evaporación se define como la tasa de transformación de agua líquida en vapor a partir de superficies de agua abiertas, suelo desnudo o de vegetación plantada sobre el suelo. Generalmente, la tasa de evaporación es expresada en mm/día; para el caso de la vegetación creciendo en el suelo, la transpiración se define como la parte de la evaporación total que es transferida hacia la atmósfera desde el suelo a través de las plantas (Shuttleworth, 1993).

Según Linsley et al. (1977), parte de la precipitación que cae en la fase inicial de una lluvia se deposita sobre la cobertura vegetal, generando el fenómeno conocido como “intercepción”; adicionalmente, una cierta fracción se acumula en las depresiones del terreno, generando a su vez el fenómeno conocido como “almacenamiento superficial”. Posteriormente, mientras continúa la lluvia, la superficie del suelo se cubre de una capa delgada de agua, denominada “detención superficial”, finalmente se empieza a presentar el flujo del líquido produciendo la llamada “escorrentía superficial directa”.

En el presente capítulo se abordará las temáticas relacionadas con los fenómenos de interceptación, almacenamiento superficial, evaporación y transpiración.

10.2 EVAPORACIÓN

Entre las varias fases del ciclo hidrológico, la evaporación es una de las más difíciles de cuantificar. Ciertamente, es difícil definir las cantidades invisibles de agua almacenada o que se mueve en el subsuelo, pero por encima de la superficie del suelo, las grandes complejidades de la evaporación hacen que sea una cantidad aún más difícil de definir; sin embargo, la evaporación puede explicar las grandes diferencias que ocurren entre la precipitación entrante y el agua disponible en los ríos (Shaw, 1994).

Este aspecto del ciclo hidrológico, consistente en el retorno a la atmósfera de las aguas precipitadas en diversas formas (lluvia, granizo, rocío, nieve, entre otros), almacenadas de manera natural en lagos, lagunas, ríos o de manera artificial en embalses, reservorios, estanques, es de vital importancia en la dinámica de la naturaleza y de gran interés en la evaluación de los recursos y demandas hídricas de una región o de un proyecto.

Según Martins (1976), la evaporación es el conjunto de fenómenos de naturaleza física que transforman en vapor el agua de la superficie del suelo, la de los cursos de agua, lagos, reservorios de acumulación y mares; adicionalmente manifiesta que la pérdida de agua por evaporación es la cantidad de agua evaporada por unidad de área horizontal durante un cierto intervalo de tiempo.

No hay métodos cuantitativos precisos o completamente confiables que permitan evaluar la tasa de evaporación o la cantidad total de evaporación sobre un periodo largo de tiempo debido a los muchos factores que afectan la evaporación y su medición. Varios investigadores han intentado correlacionar la evaporación con la radiación solar, la temperatura del aire y del agua, la humedad, la presión de vapor, el movimiento del viento, la altitud y la calidad del agua. Cada uno de estos factores tiene su propio efecto sobre la tasa (o rata) de evaporación y algunos están, además, interrelacionados independientemente.

Para que el agua experimente un cambio de estado debe añadirse o removerse energía de la misma (dicho cambio requiere un intercambio de calor aproximado a 600 calorías por gramo de agua a evaporar, o lo que es lo mismo: 60 calorías para evaporar una superficie de un centímetro cuadrado y un espesor de un milímetro); la fuente de esa energía es la radiación solar que incide sobre el agua, sobre el complejo agua-suelo y sobre el complejo planta-agua.

De acuerdo con Davie (2008), se ha dicho que la evaporación requiere de una fuente de energía y un suministro de agua disponible para transformar el agua líquida en vapor de agua. Existe una condición previa adicional: que la atmósfera esté lo suficientemente seca para recibir el vapor de agua producido. Tales son las tres partes fundamentales para un entendimiento del proceso de evaporación, el cual fue inicialmente comprendido por Dalton (1766-1844), un físico inglés que vinculó la velocidad del viento y la sequedad del aire a la tasa de evaporación.

10.2.1 Naturaleza del proceso

El cambio del agua de su estado líquido al gaseoso ocurre cuando algunas moléculas en la masa de agua tienen suficiente energía cinética para desprenderse de la superficie de agua. Las moléculas que se escapan son atraídas por otras moléculas que tienden a mantenerse juntas en el agua. Sólo aquellas moléculas con energía cinética mayor que el promedio en el líquido escapan de la superficie. La temperatura del líquido decrece como consecuencia del escape de las moléculas, por lo que la evaporación origina un enfriamiento del agua.

El movimiento de las moléculas que escapan del agua crea una presión denominada presión de vapor, la cual viene a ser la presión parcial del vapor de agua en la atmósfera.

Las moléculas que escapan chocan con otras y algunas caen de nuevo al agua. Cuando el número de moléculas que escapan es igual al número que regresa se alcanza un equilibrio entre la presión ejercida por las moléculas que escapan y la presión de la atmósfera adyacente. Esta condición de equilibrio se conoce como saturación. Es más, algunas de las moléculas en la fase gaseosa tienen suficiente energía para penetrar el líquido y otras se condensarán del estado de vapor al líquido; de manera que la evaporación y la condensación sobre la superficie líquida es un proceso continuo. La evaporación es más rápida que la condensación si el espacio sobre la superficie de agua no está saturado.

Entonces, la tasa de evaporación está determinada por la diferencia entre la presión de vapor de agua y la del aire sobre la superficie líquida.

10.2.2 Factores que afectan la evaporación

Son muchos los factores que afectan la evaporación, por lo tanto, es difícil evaluarla debido a la interdependencia de sus efectos; los cuales se relacionan con los factores meteorológicos, siendo la radiación solar el más importante por ser la fuente de suministro de energía (cuya descripción se hará más adelante). Como se señaló previamente, la tasa de evaporación depende de la diferencia de presión de vapor del cuerpo de agua y del aire. Estas presiones de vapor dependen de la temperatura del aire y el agua, del viento, la presión atmosférica, la calidad del agua y de la naturaleza y forma de la superficie evaporante.

A continuación, se presenta una descripción de algunos de ellos:

Temperatura

La presión de vapor de un cuerpo de agua aumenta con la temperatura porque la energía cinética de las moléculas de agua se eleva con la temperatura. Un aumento de la temperatura del aire ambiente junto con el aumento de la temperatura de la superficie del agua, aumentará igualmente la presión de vapor del aire y del agua. Puesto que la evaporación es proporcional a la diferencia de presión de vapor entre el agua y el aire, puede ser que incrementos iguales de temperatura no causen un incremento en la rata de evaporación. Para que la evaporación se mantenga, debe suministrarse calor al agua ya que esta se enfría por la evaporación; de esta manera, cuando las temperaturas del aire y del agua sean iguales, cesará la evaporación.

Viento

Las moléculas de agua que escapan desde la superficie de agua pueden chocar con otras ya presentes en el aire. El viento es efectivo en la remoción de las moléculas de agua que se encuentran en el aire mediante su desplazamiento por medio de masas de aire seco, que a su vez será capaz de contener más vapor de agua. Si el aire afluente es precalentado al fluir sobre superficies calientes, suministrará energía adicional para propiciar la evaporación; de manera inversa, una masa de aire frío puede disminuir la evaporación e inclusive ceder calor a la superficie infrayacente y eventualmente causar condensación. Este fenómeno se denomina "advección".

El efecto del viento sobre la evaporación es distinto sobre grandes cuerpos de agua que sobre pequeñas áreas. En el caso de los tanques evaporímetros, un ligero aumento en el viento puede ser suficiente para remover el vapor de agua tan pronto como aparezca. Los cuerpos de agua grandes pueden requerir grandes velocidades del viento y turbulencia para que el agua se evapore a su rata máxima.

Presión atmosférica

El decrecimiento de la presión barométrica con el aumento de la altitud debe incrementar la rata de escape de las moléculas de agua desde una superficie libre de agua porque hay menos moléculas en la atmósfera sobre la superficie evaporante y, por lo tanto, menos interferencia. El efecto de la presión atmosférica es compensado por el cambio de la presión de vapor con la altitud.

Sólidos solubles

La presión de vapor del agua pura bajo condiciones dadas está determinada por su temperatura. Cuando se disuelve un soluto en agua, se reduce la presión de vapor del agua. Puesto que la rata de evaporación es

proporcional a la diferencia en presión de vapor entre el agua y la atmósfera, la disminución de la presión de vapor del agua reducirá la rata de evaporación.

Naturaleza y forma de la superficie

Un cuerpo de agua con una superficie plana tiene mayor presión de vapor que uno con superficie cóncava, pero menor que uno con superficie convexa bajo las mismas condiciones.

Estimación de la evaporación

La evaporación del agua en un determinado sitio se cuantifica en unidades de lámina de agua, generalmente en mm. Existen métodos de medición directa o estimativos basados en balances hídricos o energéticos, métodos aerodinámicos, o empleando ecuaciones basadas en la Ley de Dalton.

10.2.3 Medición directa de la evaporación

Entre los métodos para medición directa de la evaporación se encuentran:

A- Evaporímetro piche.

Está formado por un tubo de vidrio cerrado por un extremo y abierto por el otro, que se llena de agua destilada o agua de lluvia; su extremo abierto se tapa mediante un disco de papel secante sujeto por una arandela de alambre. El aparato se cuelga dentro de una caseta meteorológica con el extremo abierto hacia abajo; el disco impide que el agua se derrame, pero se impregna con ella y la deja evaporar sobre toda su superficie con mayor o menor rapidez según las condiciones de humedad relativa. El tubo lleva una escala graduada en milímetros y por diferencia de lecturas se obtiene la cantidad de agua evaporada en un periodo de tiempo

B- Evaporímetro registrador.

Consiste en un aparato que registra automáticamente la cantidad de agua evaporada por unidad de tiempo. Consta de una cubeta metálica de evaporación donde se llena el agua y que tiene una superficie de evaporación determinada. La pérdida de peso causada por la evaporación provoca una deflexión del brazo registrador, el cual es solidario con el soporte de la cubeta por un sistema de palanca. Un sistema de relojería incorporado permite registrar continuamente estas variaciones de peso que son proporcionales a sus correspondientes valores de evaporación

C- Tanques de evaporación.

Son depósitos de un diámetro de 1 a 5 m y de una profundidad de algunos decímetros, que pueden estar instalados superficialmente sobre un entramado de madera a algunos centímetros del suelo, enterrados en el

suelo, o parcialmente sumergidos en un lago, sostenidos por una estructura que le permite permanecer flotando.

Cada forma de exposición del tanque tiene sus ventajas y desventajas:

Tanques enterrados.

Ventajas: Se tiende a eliminar los efectos de contorno indeseables tales como la radiación de las paredes y el intercambio de calor entre la atmósfera y el tanque mismo. Desventajas: Recogen basura; en caso de presentarse fugas no se detectan fácilmente; la altura de la vegetación adyacente al tanque es crítica y siempre ocurre un intercambio apreciable de calor entre el tanque y el suelo.

Tanques flotantes.

Ventajas: La evaporación que ocurre desde un tanque flotante en un lago se aproxima mucho a la evaporación desde el mismo lago. Desventajas: Dificultades de observación; las salpicaduras del agua dan lugar a datos no confiables y los gastos de operación y mantenimiento son excesivos.

Tanques expuestos sobre el suelo.

Ventajas: Economía y facilidades de instalación, operación y mantenimiento. Desventajas: Experimentan mayor evaporación que los tanques enterrados o flotantes, debido principalmente a la energía radiante interceptada por las paredes; además la transferencia de calor sensible a través de las paredes da lugar a variaciones geográficas de las relaciones de lago al tanque.

La más común de las tres formas de exposición es el tanque superficial; entre los tipos de tanques superficiales, el tanque patrón clase A del Weather Bureau es el tanque de evaporación más ampliamente usado. Está hecho de hierro galvanizado, tiene un diámetro de 120,7 cm (4 pies) y una profundidad de 25,5 cm (10”) cuyo fondo es pintado de negro y sus paredes de color blanco. Este tanque se coloca sobre una armadura de madera, de manera que el fondo del tanque quede a unos 15 cm. del suelo con el objeto de que el aire pueda circular libremente por debajo del tanque (Figura 10.1).

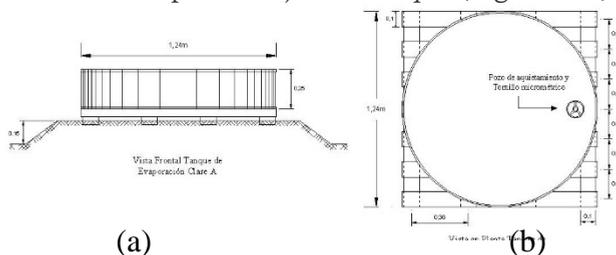


Figura 10.1 Tanque evaporímetro Clase A. (a) vista en perfil. (b) vista en planta.

Para medir la evaporación se llena el tanque hasta una altura de 20 cm (Figura 10.2a), y se mantiene el nivel de agua en su interior más o menos constante para compensar la evaporación, debe llenarse de nuevo cuando la altura desciende hasta unos 17 cm o debe retirarse el agua proveniente de precipitaciones. El nivel de la superficie de agua se mide diariamente, a la décima de mm, con un medidor de gancho (Figura 10.2b) que dispone de un tornillo micrométrico que es soportado por un pozo o tubo de aquietamiento que se instala dentro del tanque. La diferencia de las lecturas del nivel del agua en el tanque, debidamente consideradas las cantidades de agua que le entran por precipitación o que son retiradas de su interior, permiten determinar la lámina de agua evaporada en el tiempo transcurrido entre las dos lecturas, el cual es generalmente de un día.



(a)

(b)

Figura 10.2

Fotografías tanque evaporímetro. (a) Tanque. (b) medidor de gancho.

Además del tanque de evaporación, las estaciones evaporimétricas disponen del siguiente instrumental:

- a) un anemómetro, que sirve para determinar el movimiento del aire sobre éstas por medio de la medición de la velocidad y/o dirección del viento;
- b) un pluviómetro que mide la cantidad de lluvia caída en un periodo de tiempo;
- c) termómetros en el agua, que sirven para determinar las temperaturas máximas, mínimas y medias del agua contenida en el tanque y
- d) termómetros de máxima y mínima para medir la temperatura de aire.

Según Nogueira-Garcez y Acosta-Alvarez (1988), entre los problemas que se suelen presentar en el uso de tanques evaporímetros se encuentran: que la evaporación es apreciablemente afectada por la forma y dimensiones del evaporímetro y por la disposición o colocación del mismo, sumergido en el agua o asentado sobre el terreno; se necesita estudiar la correlación de los resultados suministrados por los diversos tipos de medidores anteriormente comentados; existe la posibilidad de formación de películas de polvo o de aceite debido a la secreción de insectos, por la pérdida de agua, causada por pájaros que eventualmente se bañen en el tanque y por el sombreado parcial causado justamente por dispositivos para protección contra pájaros.

Coefficientes de tanques evaporímetros

La estimación de la evaporación del agua desde un embalse a partir de los datos medidos en el tanque, consiste en multiplicar el valor de la evaporación del tanque por un factor o coeficiente que considera, las condiciones de exposición. Este coeficiente varía entre 0,65, para zonas frías, y 0,85, para áreas más calientes.

De acuerdo con Martins (1976), el coeficiente de un tanque evaporímetro es el número por el cual se multiplican las indicaciones dadas por tales aparatos para obtener la intensidad de evaporación de la masa líquida en el mismo lugar. Los valores medios para algunos tipos de tanques evaporímetros son:

- Evaporímetro tipo A del US Weather Bureau, entre 0,7 y 0,8, siendo el valor típico 0,7
- Evaporímetro tipo Colorado, entre 0,75 y 0,85, siendo el valor típico 0,8
- Evaporímetro tipo Colorado flotante, entre 0,7 y 0,82, siendo el valor típico 0,8

Según Nogueira-Garcez y Acosta-Alvarez (1988), los tanques evaporímetros colocados encima del suelo indican intensidades de evaporación mayores que los dispositivos enterrados, debido al calentamiento de las paredes por los rayos solares y por el aire del ambiente. Adicionalmente, comentan que los tanques evaporímetros flotantes, utilizados para estudiar la evaporación de lagos y ríos, debido a sus dificultades de instalación y de operación, hacen que los hidrólogos prefieran los tanques instalados a la orilla de tales cuerpos o cursos de agua.

10.2.4. Métodos indirectos para estimar la evaporación

Entre los diversos métodos indirectos para estimar la evaporación se encuentran: el de balance energético, que se basa en obtener la suma de energía conducida como calor sensible y la utilizada para la evaporación; el método de transferencia de masa, basado en los conceptos de mezcla continua y discontinua aplicados a la transferencia de masa en la capa límite; el método del balance hídrico, el cual es una medida de la continuidad del flujo del agua y consiste en la aplicación de la Ecuación 10.1.

$$E = P - Q - \Delta S \quad [10.1]$$

Donde:

- E : Evaporación
- P : Precipitación total
- Q : Escorrentía
- ΔS : Variación por almacenamiento

Se usa también muchas ecuaciones empíricas o semiempíricas que se han desarrollado para estimar la evaporación desde superficies libres de agua. Entre tales ecuaciones se encuentra la fórmula de Dalton, la cual se analizará a continuación.

Fórmula de Dalton - Fórmula de Penman.

De acuerdo con Silva (1998), la fórmula de Dalton es la base de muchas de las ecuaciones experimentales que se han desarrollado para el cálculo de la evaporación potencial, dicha fórmula se expresa de la siguiente manera:

$$E_0 = f(V) * (e_s - e_d) \quad [10.2]$$

Donde:

- E_0 : Evaporación potencial (mm/d)
- f(V): Es una función de la velocidad del aire que pasa sobre la superficie evaporante.
- e_s : Presión de vapor para atmósfera saturada a la temperatura de la superficie evaporante
- e_d : Presión de vapor de punto de rocío a la temperatura del aire

De las numerosas fórmulas que utilizan la ecuación de Dalton, es muy conocida la fórmula de Penman, cuyo origen se remite al año 1956, la cual

fue deducida a partir de experiencias realizadas en el lago Hefner, Oklahoma. El volumen de agua que el lago pierde por evaporación se relaciona con las variables propuestas por Dalton de tal manera que se llega a la expresión:

$$E_L = 0,35 * \left(0,5 + \frac{V_2}{160} \right) * (e_s - e_d) \quad [10.3]$$

Donde:

E_L : Evaporación real del lago (mm/d)

V_2 : Velocidad del viento que circula sobre la superficie del lago, medida a 2 metros sobre la superficie evaporante (km/d)

e_s : Presión de vapor para atmósfera saturada a la temperatura de la superficie evaporante (mm Hg)

e_d : Presión de vapor de punto de rocío a la temperatura del aire (mm Hg)

Como en un lago el suministro de humedad a la superficie evaporante es óptimo, la evaporación del lago equivale a la evaporación potencial de la masa de agua. Por lo tanto:

$$E_0 = E_L \quad [10.4]$$

$$E_0 = 0,35 * \left(0,5 + \frac{V_2}{160} \right) * (e_s - e_d) \quad [10.5]$$

La fórmula presentada de esta manera ofrece dificultades de tipo práctico para su uso por que el término “ e_s ” se calcula a partir de la temperatura de la superficie evaporante, t_s , y ese registro generalmente no se tiene. Sin embargo, la fórmula de Penman se combina con un “balance de energía” entre la atmósfera y la superficie evaporante para obtener una fórmula modificada en la cual se elimina el término “ e_s ”.

A partir del balance de energía en el agua de un lago y si se considera que el 98,0% de la radiación neta se utiliza en los procesos de evaporación y transferencia de calor, se establece que la radiación neta (R_n) se puede dar como:

$$R_n = R_e + R_h \quad [10.6]$$

R_e es la energía que se utiliza en evaporación, R_h es la energía neta que resulta de intercambio de calor entre la atmósfera y la superficie evaporante. Introduciendo la relación de Bowen β :

$$\beta = \frac{R_h}{R_e} = \gamma \frac{t_s - t_a}{e_s - e_d} \quad [10.7]$$

El valor de γ se calcula como: $\gamma = 0,00061(p)$, donde p es la presión atmosférica del sitio en milibares (mb).

Monsalve (1999) presenta una ecuación que permite la determinación del calor disponible para evaporación “ E'_0 ” basada en la expresión modificada de Penman. A continuación, se citan las ecuaciones necesarias y el desarrollo progresivo de los pasos para el cálculo de E'_0 .

$$E'_0 = \frac{(\Delta * R_n) + (\gamma * E'_a)}{\Delta + \gamma} \quad [10.8]$$

Donde:

E'_0 : Calor disponible para evaporación (cal/cm²/d) = Evaporación potencial

Δ : $\tan\alpha$: Pendiente de la curva de saturación de vapor a la temperatura t_a en milímetros de mercurio por cada grado centígrado (mmHg/°C)

R_n : Radiación neta, energía remanente en la superficie terrestre disponible para varios fenómenos, calculada según el procedimiento visto en el capítulo sobre radiación (cal/cm²/d).

γ : Constante psicrométrica = 0,49 mm Hg/°C

E'_a : Evaporación de la superficie libre de agua en el caso hipotético en que las temperaturas del agua y del aire sean iguales (cal/cm²día)

La deducción de la Ec. [10.8] es presentada en el Anexo 10.A, desarrollado por los autores de este texto. Los procedimientos y consideraciones para su cálculo se presentan en los siguientes párrafos.

Cálculo de la pendiente de la curva de saturación de vapor “ Δ ” a la temperatura t_a .

Según Aparicio-Mijares (1992), para el cálculo de la pendiente se recurre a la expresión:

$$\Delta = \frac{e'_s - e'_a}{t'_s - t'_a} \quad [10.9]$$

Donde:

e'_s : Presión de saturación del vapor de agua a la temperatura t'_s de la capa limitante entre el agua y el aire (mm Hg)

e'_a : Presión de saturación del vapor de agua a la temperatura t del aire (mm Hg)

t'_s : Temperatura de la capa limitante entre el agua y el aire (°C)

t_a : Temperatura del aire (°C)

Las unidades de e'_s y e'_a deben ser consistentes en el mismo sistema de unidades, ya sea en mb, mmHg o HPa (1 Hectopascal = 1HPa = 1mb.= 0,750061576 mmHg). Para calcular la pendiente de la curva de presión de saturación de vapor " Δ " a la temperatura del aire t_a , se calcula los valores de e'_s y e'_a para valores de t'_s y t'_a correspondientes a los límites superior e inferior respectivamente a un intervalo de clase de amplitud 0,1 °C y cuyo valor promedio (marca de clase) es t_a . Es decir, se calculará los valores e'_s y e'_a para los valores de:

$$t'_s = t_a - 0,05 \text{ °C y}$$

$$t'_a = t_a + 0,05 \text{ °C.}$$

Dicho cálculo se realiza con base en las ecuaciones:

$$e'_a = 6,112 * e^{\left(\frac{17,27 * t'_a}{237,13 + t'_a}\right)} \quad [10.10]$$

y

$$e'_s = 6,112 * e^{\left(\frac{17,27 * t'_s}{237,13 + t'_s}\right)} \quad [10.11]$$

Donde e'_s se expresa en [mb = HPa] y t'_s se expresa en [°C]. Como la relación de la presión de vapor y la temperatura es una curva definida, se puede calcular la pendiente en varios puntos y hallar el valor de Δ según la temperatura. De este modo los autores de este texto proponen una ecuación para Δ , encontrada como la derivada de e en función de la una temperatura cualquiera t .

$$\Delta = \frac{de}{dt} = 6,112u' * e'' \quad [10.12]$$

Con

$$u = \left(\frac{17,27 * t}{237,13 + t} \right) = 17,27 * t * (237,13 + t)^{-1} \quad [10.13]$$

La derivada de la función u es u'.

$$u' = \left[(17,27 * t'_s) (-1) * (237,13 + t)^{-2} (0 + 1) \right] + \left[(237,13 + t)^{-1} * 17,27 \right] \quad [10.14]$$

$$u' = \frac{-(17,27 * t)}{(237,13 + t)^2} + \frac{17,27}{(237,13 + t)} \quad [10.15]$$

Sustituyendo nuevamente los valores de u se tiene:

$$u' = \frac{u}{t} - \frac{u}{(237,13 + t)} \quad [10.16]$$

Sustituyendo u y u' en la ecuación de Δ, se obtiene:

$$\Delta = 6,112 \left[\frac{u}{t} - \frac{u}{(237,13 + t)} \right] e^u \quad [10.17]$$

$$\Delta = 6,112 \left[\frac{1}{t} - \frac{1}{(237,13 + t)} \right] u e^u \quad [10.18]$$

Con Δ en [mb/°C] y t en [°C]. La temperatura t puede ser cualquier temperatura en la cual se quiere conocer la pendiente Δ. Por lo general se calcula Δ para la temperatura media del aire t_a .

Cálculo de la evaporación de la superficie libre de agua “E'_a”:

El valor de la evaporación de la superficie libre de agua en el caso hipotético en que las temperaturas del agua y del aire sean iguales E'_a se calcula con la expresión:

$$E'_a = 21 * (e_s - e_d) * (0,5 + (0,54 * U_2)) \quad [10.19]$$

Donde:

e_s : Presión de saturación del vapor de agua para atmósfera saturada a la temperatura actual t_a del aire (mm Hg).

$$e_s = 611 * e^{\left(\frac{17,27 * t_a}{237,13 + t_a}\right)} \quad [10.20]$$

e_d : Presión de vapor actual a la temperatura actual t_a del aire (mm Hg).

U_2 : Velocidad promedio del viento (en m/s) a una altura de 2 metros sobre la superficie del cuerpo de agua; dicha velocidad se determina mediante el anemómetro, aparato que se ubica a 10 o 12 metros de altura y que se utiliza para medir el recorrido horizontal del viento, en metros, kilómetros o millas, y para determinar la velocidad media del viento en m/s o en km/h.

Segn Silva (1998), aproximadamente en un espesor de 30 metros adyacente a la superficie terrestre, es válida la expresión de Prandtl, llamada también “Ley exponencial de velocidades”, la cual permite estimar la velocidad del viento a la altura Z_1 cuando se ha medido a la altura Z_0 en el mismo lugar así:

$$V_1 = V_0 * \left(\frac{Z_1}{Z_0}\right)^n \quad [10.21]$$

Donde:

V_1 : Velocidad del viento a la altura para la cual se desea hacer el estimativo

V_0 : Velocidad del viento a la altura a la cual se hizo la medición inicial

Z_1 : Altura para la cual se desea conocer la velocidad del viento

Z_0 : Altura a la cual se midió la velocidad del viento

n : Exponente cuyo valor es 1/7 para condiciones adiabáticas (en termodinámica, cualquier proceso físico en el que magnitudes como la presión o el volumen se modifican sin una transferencia significativa de energía calorífica hacia el entorno o desde este)

El valor de e_d se puede obtener de dos maneras:

Si se dispone del valor de la humedad relativa

La humedad relativa “HR” puede obtenerse a partir del “Higrógrafo” que es un instrumento, cuyo elemento sensible es el cabello rubio humano, que registra en forma continua la humedad relativa del aire sobre una gráfica ubicada en un tambor impulsado por un mecanismo de relojería (Figura 10.3 a).

Se despeja e_d a partir de la ecuación que proponen Linsley et al., (1977):

$$HR = 100 * \frac{e_d}{e_a} \rightarrow e_d = \frac{HR * e_a}{100} \quad [10.22]$$

Donde:

HR: Humedad relativa (%)

e_a : Presión de vapor actual a la temperatura t_a del aire (mm Hg)

Si no se dispone del valor de la humedad relativa:

En caso de no tener el valor de la HR es necesario trabajar con los datos del psicrómetro (Figura 10.3 b), que consiste en un conjunto de dos termómetros denominados “seco” y “húmedo”, utilizados para medir la temperatura del aire y con ella calcular la humedad relativa, la tensión de vapor y el punto de rocío. Generalmente se adicionan dos termómetros de extremas para medir temperaturas máximas y mínimas diarias.



(a)

(b)

Figura 10.3
Fotografías de higrógrafo y de psicrómetro

Hidrología Básica

El termómetro seco es un termómetro, cuyo elemento sensible es el mercurio, que indica la temperatura real del aire en el momento puntual de la observación. El termómetro húmedo, es un termómetro similar al seco, pero cuyo depósito de mercurio se envuelve en una muselina que se mantiene permanentemente humedecida ya que su extremidad está sumergida en un recipiente con agua pura y usualmente está sometida a la circulación del aire atmosférico.

Con los datos de la temperatura del termómetro de bulbo húmedo “ t_w ” y el valor de la temperatura del termómetro de bulbo seco “ t_a ” se determina la temperatura de punto de rocío “ t_d ” así:

Mediante el uso de la tabla psicrométrica (Tabla 10.1) se ingresa con los datos de t_a y t_w para la determinación preliminar de la temperatura de punto de rocío mediante lectura directa o interpolación lineal de los mismos.

Tabla 10.1 Determinación de la temperatura de rocío a partir de los datos del psicrómetro; 1000mb: 0 a 323 m de altitud.

Tw	Ta (°C)															
	(°C)	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34
34																34
32															32	31,1
30														30	29,4	28,9
28													28	26,7	26,1	25,6
26												26	25,5	24,4	23,3	22,8
24											24	22,8	22,2	21,1	19,4	18,9
22									22	21,1	20,0	19,4	17,8	16,7	15,0	
20								20	18,9	17,8	16,1	15,0	13,3	11,1	10,0	
18							18	16,1	15,0	13,3	12,8	11,1	9,4	6,7	4,5	
16						16	15,0	13,3	11,1	9,4	7,2	5,0	2,2	-1,7	-6,1	
14					14	12,2	10,6	8,3	5,6	3,3	0,0	-3,3	-10,0			
12				12	10,6	8,3	6,7	3,9	0,0	-3,3	-8,9	-16,1				
10			10	7,8	5,6	2,8	0,0	-5,0	-11,7							
8		8	5,0	1,7	-1,1	-6,1	-11									
6	6	3,9	0,6	-3,9	-8,3											

T_a = Temperatura del aire

T_w = Temperatura de termómetro húmedo

Fuente: Adaptado de (Silva, 1998, p. 21)

Hidrología Básica

NOTA: Cuando la presión atmosférica del lugar es menor a 1000 mb (es decir, para altitudes superiores a 323 m.s.n.m ya que 1000 mb es la presión para altitudes entre 0 y 323 metros sobre el nivel del mar), debe hacerse una corrección en la temperatura de punto de rocío.

Para determinar la corrección a la temperatura de punto de rocío se ingresa a la Tabla 10.2 con los datos de la temperatura de punto de rocío “ t_d ” inicialmente calculada y la depresión del termómetro húmedo ($t_a - t_w$) y se interpola linealmente. Dicha corrección se añade a la temperatura de rocío obtenida en la Tabla 10.2.

Tabla 10.2 Corrección a la temperatura de rocío por cada 100 mb de diferencia.

$t_a - t_w$ (°C)	Temperatura de Rocío “ t_d ”(°C)						
	27	21	16	10	4	-1	-6
6	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	1,1	1,6
11	0,4	0,6	0,8	1,1	1,6	2,2	3,2
17	0,7	0,9	1,2	1,7	2,3	3,3	4,8
22	0,9	1,2	1,6	2,2	3,1	4,4	6,4

Fuente: Adaptado de (Silva, 1998, p. 21)

Se interpola linealmente la corrección utilizando los datos de $t_a - t_w$ y t_d , el valor obtenido corresponde a una corrección por cada 100 mb de diferencia entre el lugar en estudio y el nivel del mar (0 a 323 m.s.n.m). Así se obtiene el valor de la temperatura de punto de rocío corregida “ t_d' ”.

$$t_d' = t_d + \text{corrección} \quad [10.23]$$

Con esta temperatura de punto de rocío corregida se calcula el valor de e_d

$$e_d = 611 * e^{\left(\frac{17,27 * t_d'}{237,13 + t_d'} \right)} \quad [10.24]$$

Ejemplo 10.1

Estimación de evaporación potencial diaria - Método de Penman

Hidrología Básica

Determinar el valor de la evaporación potencial para el día 15 de junio de 2019 para un reservorio con 18000 m² de espejo de agua y una batería de 24 estanques para producción de trucha Arco iris, cada uno con un área individual de 500 m², con base en los siguientes datos:

Fecha:	Junio 15 de 2019
Ubicación:	Zona nororiental del departamento de Nariño
Área de Estanques:	24*500 = 12000 m ²
Área total de espejo de agua:	(18000 + 12000) m ² = 30000 m ²
Altitud de la zona:	1982,5 m.s.n.m.
Presión atmosférica del lugar:	780 mb
Número de horas de sol franco (n):	4,8 horas
Coordenadas geográficas:	1° 40' Latitud Norte y 77° 12' W
Temperatura promedio diaria junio 15:	19,5°C
Temperatura del bulbo húmedo:	16,8°C
Velocidad media del viento a 2 metros de altura sobre el nivel del agua:	27 km/h

Cálculo de la presión de vapor de saturación:

$$e_a = 611 * e^{\left(\frac{17,27*t}{237,13+t}\right)} \quad [1]$$

Para la anterior ecuación, e_a en [Pa] y t en [°C]. Debido a que la temperatura promedio diaria para esa fecha " $t = t_a$ " fue 19,5°C.

$$e_a = 611 * e^{\left(\frac{17,27*19,5}{237,13+19,5}\right)} \quad [2]$$

$e_a = 2269,59$ Pa; como 1 mb = 100 Pa, $e_a = 22,696$ mb.

La presión de saturación de vapor (en una atmósfera saturada) es de 22,696 milibares

Para expresar e_a en milímetros de mercurio se tiene:

$$\begin{array}{l} 760 \text{ mmHg} \rightarrow 1033 \text{ mb} \\ X \quad \quad \quad \rightarrow 22,696 \text{ mb} \end{array}$$

$X = 16,698$ mmHg, entonces $e_a = 16,698$ mm Hg

Cálculo de la presión de vapor de saturación del agua en punto de rocío:

$$e_d = 611 * e^{\left(\frac{17,27 * t_d}{237,13 + t_d}\right)} \quad [3]$$

Debido a que la temperatura del termómetro de bulbo húmedo para esa fecha "t_w" fue 16,8 °C y que la temperatura promedio diaria para esa fecha "t_a" fue 19,5°C se determina en primera instancia la temperatura de punto de rocío "t_d". En la Tabla 10.3 se ingresa con los datos de t_a y t_w para la determinación preliminar de la temperatura de punto de rocío mediante interpolación lineal de valores que corresponden a t_d. En la Tabla 10.3 se detalla los datos para la interpolación.

Tabla 10.3 Detalle de la Tabla Psicrométrica, Tabla 10.2.

t _w	t _a (°C)				
(°C)	16	18	19,5	20	22
18		18	16,575	16,1	15,0
16,8		16,2	14,865	14,42	
16	16	15,0	13,725	13,3	11,1

Por lo tanto, t_d = 14,865°C. Como la temperatura de punto de rocío se debe corregir en aquellos casos en los cuales el cuerpo de agua en análisis se encuentre a una altitud superior a los 323 m.s.n.m., para el presente problema, la serie de estanques en análisis se encuentran a una altura de 1982,5 m.s.n.m. cuya presión atmosférica es de 780 milibares.

Para ingresar a la Tabla 10.3 se tiene la temperatura de punto de rocío inicialmente calculada (t_d = 14,865°C) y la depresión del termómetro húmedo. En este caso la depresión del termómetro húmedo es 19,5 - 16,8°C = 2,7°C. En la Tabla 10.4 se detalla los datos para la interpolación de la corrección.

Tabla 10.4 Detalle de la Tabla 10-2 para corrección a la temperatura de rocío por cada 100 mb de diferencia.

t _a -t _w	Temperatura de Rocío "t _d " (°C)				
(°C)	21	16	14,865	10	4
6	0,3	0,4	0,4378	0,6	0,8

Hidrología Básica

Se interpola linealmente la corrección utilizando los datos para $t_a - t_w = 6^\circ\text{C}$ y se obtiene un valor de corrección de $0,4378^\circ\text{C}$ por cada 100 mb de diferencia.

La presión atmosférica en los estanques fue de 780 mb y la presión atmosférica de referencia es 1000 mb; la diferencia es 220 mb. La corrección a adicionar será: $2,2 * 0,4378 = 0,963^\circ\text{C}$.

La temperatura de punto de rocío corregida es: $t_d = (14,865 + 0,963)^\circ\text{C} = 15,828^\circ\text{C}$.

Con esta temperatura corregida se calcula el valor de e_d .

$$e_d = 611 * e^{\left(\frac{17,27 * 15,828}{237,13 + 15,828}\right)} \quad [4]$$

$e_d = 1800,0$ Pa; como 1 mb = 100 Pa, $e_d = 18,00$ mb.

La presión de vapor de agua para las condiciones dadas es de 18,00 milibares.

En el supuesto que se tuviera como dato de humedad relativa de la estación hidroclimatológica el valor de 79,3%, se omitiría el cálculo de la temperatura de punto de rocío “ t_d ” y su respectiva corrección y se determinaría el valor de e_d así:

$$e_d = \frac{HR * e_a}{100} \quad [5]$$

$e_a = 22,696$ mb y $HR = 79,3\%$, entonces:

$$e_d = \frac{79,3 * 22,696 \text{ mb}}{100} = 17,999 \text{ mb} \quad [6]$$

Con lo cual se pueden obtener prácticamente iguales o bastante similares, ya que se trabaja con registros de datos medios.

Cálculo de la radiación neta

El objetivo es determinar la radiación neta (R_n), para ello se sigue el procedimiento expuesto en el Capítulo Cuatro sobre radiación.

Determinación de la radiación de onda corta que llega a la parte superior de la atmósfera terrestre R_a :

Como el análisis de evaporación se realiza para el mes de junio y la ubicación de la zona es de $1^{\circ} 40' = 1,667^{\circ}$ Latitud Norte, se ingresa con estos datos a la Tabla 4.8, dada en el Capítulo 4, para obtener el flujo de radiación de onda corta en la parte superior de la atmósfera terrestre, como se muestra en la Tabla 10.5, en (cal/cm²) /día así:

Tabla 10.5 Detalle de la Tabla 4.8 de flujo de radiación de onda corta en la parte superior de la atmósfera

Mes del año	Latitud geográfica Norte (grados)					
	40	30	20	10	1° 40'	0
Mayo	965	975	960	915		850
Junio	1020	1000	965	900	833,33	820
Julio	985	990	960	905		830

Se interpola linealmente los valores con respecto a la latitud $1^{\circ} 40'$ Norte y se obtiene una radiación de 833,33 cal/cm² día

Determinación de la radiación que llega a la superficie terrestre R_c :

$$R_c = R_a * \left(0,20 + \left(0,48 * \frac{n}{N} \right) \right) \quad [7]$$

Donde:

R_a : Radiación en el límite superior de la atmósfera = 833,33 cal/cm² día

n : Número de horas de sol por día (Obtenidas a partir del heliógrafo).

Según los datos del problema, el número de horas de sol durante el día 15 de junio de 2019 " n " fue 4,8 horas.

N : Máximo número de horas de sol por día durante el mes en estudio.

Con base en la latitud del lugar ($1^{\circ} 40'$ Latitud Norte) se interpola los valores de duración máxima de la insolación diaria " N ", en horas con los datos de la tabla dada en el Capítulo 4 Tabla 4.10. El detalle de la interpolación se muestra en la Tabla 10.6.

Tabla 10.6 Detalle de la Tabla 4.10. Duración máxima de la insolación diaria "N", en horas.

Latitud		Mayo	Junio	Julio
Norte	10	12,5	12,6	12,5
Norte	5	12,3	12,3	12,3
Ecuador	0	12,0	12,1	12,1

El valor interpolado para N es 12,17 horas.

$$R_c = 833,33 \text{ cal}/(\text{cm}^2 * \text{día}) * \left(0,20 + \left(0,48 * \frac{4,8}{12,17} \right) \right) = 324,43 \text{ cal}/(\text{cm}^2 * \text{día}) \quad [8]$$

De tal manera que la radiación que llega a la superficie terrestre R_c es 324,43 cal/(cm²*día)

Determinación de la radiación de onda corta retenida en la superficie de la tierra R_I (Energía almacenada)

$$R_I = R_c * (1 - r) \quad [9]$$

Donde:

R_c : Radiación que llega a la superficie terrestre en cal/cm² día

r : Albedo de la superficie evaporante en estudio

Por tratarse del estudio de estanques ubicados en zona ecuatorial, un valor recomendable de albedo a utilizar en este caso es $r = 0,06$.

$$R_I = 324,43 \text{ cal}/(\text{cm}^2 * \text{día}) * (1 - 0,06) = 304,96 \text{ cal}/(\text{cm}^2 * \text{día}) \quad [10]$$

La radiación de onda corta retenida en la superficie terrestre R_I es 304,96 cal/cm²/día

Determinación de la radiación de onda larga reflejada a la atmósfera R_B .

Se calcula mediante la expresión:

$$R_B = \sigma * T_a^4 * \left(0,47 - (0,077 * \sqrt{e_d}) \right) * \left(0,20 + 0,80 * \left(\frac{n}{N} \right) \right) \quad [11]$$

Donde:

σ : Constante de presión de Stefan Boltzman para cuerpos negros:

$$\sigma = 117,4 * 10^{-9} \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 * \text{día} * \text{K}^4}$$

Hidrología Básica

- T_a : Temperatura absoluta del aire ($^{\circ}K = 273 +$ temperatura del aire en $^{\circ}C$); $T_a = 292,5^{\circ}K$.
- e_d : Presión de vapor en condiciones de saturación a la temperatura de punto de rocío, en milímetros de mercurio; $e_d = 18,00$ mb
- n : Número de horas de sol por día (obtenidas a partir del heliógrafo); el número de horas de sol durante el día 15 de junio de 2003 " n " fue 4,8 horas
- N : Máximo número de horas de sol por día durante el mes en estudio; el valor interpolado para " N " fue 12,17 horas

La presión de vapor a la temperatura ambiente en milímetros de mercurio se determina teniendo en cuenta que 1033 mb = 760 mm de mercurio, entonces $e_d = 13,242$ mm de Hg. Sustituyendo dichos valores se tiene:

$$R_B = 117,4 * 10^{-9} \frac{cal}{cm^2 * día * ^{\circ}K^4} * (292,5^{\circ}K)^4 * \left(0,47 - \left(0,077 * \sqrt{13,242} \right) \right) * \left(0,20 + 0,80 * \left(\frac{4,8}{12,17} \right) \right) \quad [12]$$

$$R_B = 84,086 \text{ cal} / \text{cm}^2 / \text{día}$$

La radiación de onda larga reflejada a la atmósfera es $R_B = 84,086$ cal/cm²/día

Determinación de la energía remanente en la superficie terrestre disponible para varios fenómenos " R_n " (Radiación neta que llega a la superficie evaporante).

Se determina mediante la expresión:

$$R_n = R_I - R_B \quad [13]$$

Donde:

R_I : Radiación de onda corta retenida en la superficie terrestre, en cal/cm²*d

R_B : Radiación de onda larga reflejada a la atmósfera, en cal/cm²*d

$$R_n = (304,96 - 84,086) \frac{cal}{cm^2 * día} = 220,874 \frac{cal}{cm^2 * día} \quad [14]$$

Hidrología Básica

La energía remanente en la superficie terrestre disponible para varios fenómenos es: $R_n = 220,874 \text{ cal/cm}^2/\text{día}$

Determinación del calor disponible para evaporación E'_0 , la cual se calcula con la fórmula:

$$E'_0 = \frac{(\Delta \cdot R_n) + (\gamma \cdot E'_a)}{\Delta + \gamma} \quad [15]$$

Donde:

Δ : $\text{Tan}\alpha$: Es la pendiente de la curva de saturación de vapor a la temperatura t_a en milímetros de mercurio por cada grado centígrado ($\text{mmHg}/^\circ\text{C}$)

R_n : Energía remanente en la superficie terrestre disponible para varios fenómenos = $220,874 \text{ cal/cm}^2/\text{día}$, indica la lámina de agua a ser evaporada por unidad de superficie y por día de acuerdo a la energía disponible [mm/d];

γ : Constante psicrométrica = $0,49 \text{ mm Hg}/^\circ\text{C}$

E'_a : Evaporación de la superficie libre de agua en el caso hipotético en que las temperaturas del agua y del aire sean iguales ($\text{cal/cm}^2 \cdot \text{d}$)

$$\Delta = \frac{e'_s - e'_a}{t'_s - t'_a} \quad [16]$$

Para calcular la pendiente de la curva de presión de saturación de vapor " Δ " a la temperatura del aire $t_a = 19,5^\circ\text{C}$, se calculará los valores de e'_s y e'_a para valores de t'_s y t'_a correspondientes a los límites superior e inferior respectivamente a un intervalo de clase de amplitud $0,1^\circ\text{C}$ y cuyo valor promedio (marca de clase) es $19,5^\circ\text{C}$. Es decir, se calculará los valores e'_s y e'_a para los valores de:

$$\begin{aligned} t'_s &= (19,5 - (0,1/2))^\circ\text{C} = (19 - 0,05)^\circ\text{C} = 19,45^\circ\text{C}, \text{ y} \\ t'_a &= (19,5 + (0,1/2))^\circ\text{C} = (19 + 0,05)^\circ\text{C} = 19,55^\circ\text{C}. \end{aligned} \quad [17]$$

$$e'_s = 611 * e^{\left(\frac{17,27 * 19,45}{237,13 + 19,45}\right)} = 2262,55 \text{ Pa}; \quad [18]$$

como $1 \text{ mb} = 100 \text{ Pa}$, $e'_s = 22,626 \text{ mb}$

Para expresar e'_s en milímetros de mercurio:

$$e'_s = 22,26 \text{ mb} * 760 \text{ mmHg} / 1033 \text{ mb}, e'_s = 16,646 \text{ mm Hg}$$

$$e'_a = 611 * e^{\left(\frac{17,27*19,55}{237,13+19,55}\right)} = 2276,66 Pa; \text{ como } 1 \text{ mb} = 100 \text{ Pa}, e'_a = 22,767 \text{ mb} \quad [19]$$

Para expresar e'_a en milímetros de mercurio:

$$e'_a = 22,767 \text{ mb} * 760 \text{ mmHg} / 1033 \text{ mb}, e'_a = 16,750 \text{ mm Hg}$$

$$\Delta = \frac{(16,646 - 16,750) \text{ mmHg}}{(19,45 - 19,55) ^\circ C} = 1,04 \text{ mmHg} / ^\circ C \quad [20]$$

La pendiente de la curva de presión de saturación de vapor " Δ " a la temperatura de 19,5°C es 1,04 mmHg/°C.

Otra manera de calcular " Δ " es usando la ecuación de la derivada, usando la temperatura media diaria $t_a = 19,5$ °C:

$$u' = (17,27 * t'_s) * (237,13 + t'_s)^{-1} = (17,27 * 19,5) * (237,13 + 19,5^\circ C)^{-1} = 1,3123 \quad [21]$$

$$u' = \frac{u}{t'_s} - \frac{u}{(237,13 + t'_s)^1} = \frac{1,3123}{19,5^\circ C} - \frac{1,3123}{(237,13 + 19,5^\circ C)} = 0,06218 \quad [22]$$

$$\Delta = 6,112 * (0,06218) * e^{1,3123} = 1,4118 \frac{\text{mb}}{^\circ C} \quad [23]$$

Como 1mb = 0,750061576 mmHg, se tiene que $\Delta = 1,4118 \text{ mb}/^\circ C * 0,75006157 \text{ mmHg}/1 \text{ mb} = 1,058 \text{ mmHg}/^\circ C$.

El valor de la evaporación de la superficie libre de agua en el caso hipotético en que las temperaturas del agua y del aire sean iguales E'_a se calcula con la expresión:

$$E'_a = 21 * (e_s - e_d) * (0,5 + (0,54 * U_2)) \quad [24]$$

Donde:

e_s : Presión de saturación del vapor de agua para atmósfera saturada a la temperatura t_a del aire, $e_s = 22,696 \text{ mb}$. Como 1033 mb equivalen a 760 mmdeHg, $e_s = 16,698 \text{ mmdeHg}$.

e_d : Presión de vapor actual a la temperatura t del aire, $e_d = 18,00 \text{ mb}$. Como 1033 mb equivalen a 760 mm de Hg, $e_d = 13,242 \text{ mm de Hg}$.

U_2 : Velocidad promedio del viento (en metros/segundo) a una altura de 2 metros sobre la superficie del cuerpo de agua = 27 km/h .

$$U_2 = 27 \frac{km}{h} * 1000 \frac{m}{km} * \frac{1h}{3600s} = 7,5m/s \quad [25]$$

$$E'_a = 21 * (16,698 - 13,242) * (0,5 + (0,54 * 7,5)) = 330,22 cal/cm^2/día \quad [26]$$

La evaporación de la superficie libre de agua en el caso hipotético en que las temperaturas del agua y del aire sean iguales E'_a es 330,22 cal/cm²día

Cálculo de E'_0 :

Por los cálculos anteriores se tiene que $R_n = 220,874$ cal/cm² día y se sabe que la constante psicrométrica $\gamma = 0,49$ mm de Hg/°C.

$$E'_0 = \frac{(1,04mmHg/°C * 220,874 cal/cm^2/día) + (0,49mmHg/°C * 330,22 cal/cm^2/día)}{(1,04mmHg/°C + 0,49mmHg/°C)} \quad [27]$$

$$E'_0 = 255,89 cal/cm^2/día$$

El calor disponible para evaporación E'_0 es de 255,89 cal/cm²/día.

Determinación de la cantidad de agua evaporada el día de estudio y el volumen total de agua perdido "Ve"

El valor numérico 59 representa el número de calorías necesarias para evaporar un volumen de agua que tiene 1 cm² de área por 1 mm de altura (Silva, 1998).

Para evaporar 1 mm de columna de agua sobre un área superficial de 1 cm² se requiere aproximadamente de 59 calorías. Por ello la lámina de agua evaporada el día 15 de junio de 2019 con $E'_0 = 255,89$ cal/cm²día fue:

$$h = \frac{(255,89 cal/cm^2) * mm}{(59 cal/cm^2)} = 4,34mm = 0,00434m \quad [28]$$

Así se obtiene 4,34 mm de lámina de agua evaporada.

Volumen evaporado = Área superficial * Lámina evaporada

$$V_e = 30000m^2 * 0,00434m = 130,2m^3 \quad [29]$$

Se evaporan $V_e = 130,2 \text{ m}^3$ de agua el día 15 de junio de 2019.

Como usualmente se dispone de datos hidrológicos mensuales multianuales, se recomienda trabajar con los valores medios mensuales respectivos y se estimará la evaporación para cada mes, utilizando como valor de diseño el máximo calculado. Por otro lado, si se deseara hacer una estimación más conservadora se puede recurrir a datos máximos para variables como por ejemplo temperatura y viento.

10.3 EVAPOTRANSPIRACIÓN

De acuerdo con Davie (2008), en hidrología la superficie evaporante regularmente se asocia al agua (río, lago, estanques, reservorios, etc. o la tierra. La evaporación sobre una superficie terrestre ocurre en dos formas, ya sea como evaporación real de la matriz del suelo o como la transpiración de las plantas. La combinación de los dos procesos a menudo se denomina evapotranspiración. La transpiración de una planta ocurre como parte de la fotosíntesis y la respiración. La tasa de transpiración está controlada por la apertura o cierre de estomas en la hoja. La transpiración en las plantas puede ser verificada individualmente mediante instrumentos que miden el flujo de agua en el tronco o en el tallo de una planta. Diferentes especies vegetales transpiran a diferentes ritmos, pero fundamentalmente están controladas por el agua disponible en el suelo, la capacidad de la planta para transferir agua del suelo a sus hojas y la capacidad de la atmósfera para absorber el agua transpirada.

Según Shaw (1994) y Han (2010), para el ingeniero hidrólogo, la pérdida de agua por evaporación, que es una parte esencial del ciclo hidrológico, debe ser considerada desde dos aspectos principales. El primero, la evaporación de una superficie de agua abierta, E_o , el cual se abordó en el ítem inmediatamente anterior, que consiste en la transferencia directa de agua a partir de superficies abiertas como los océanos, lagos, embalses y ríos hacia la atmósfera, la cual puede ser evaluada con relativa facilidad si el cuerpo de agua posee una capacidad conocida y no tiene fugas. El segundo aspecto es la transpiración de la vegetación, E_t , la cual suele ser llamada evapotranspiración, puesto que la pérdida de agua por evaporación directa de precipitación interceptada y el agua transpirada en la superficie de las plantas también son incluidas. Por tanto, E_t suele ser considerada como la pérdida total por evaporación y transpiración desde una superficie de tierra y su vegetación. El valor de E_t varía según el tipo de vegetación, su capacidad para transpirar y a la disponibilidad de agua en el suelo. Es mucho más difícil de cuantificar E_t que E_o , ya que las tasas de transpiración pueden variar considerablemente en un área y la fuente del

agua del suelo para las plantas requiere una definición cuidadosa.

En sentido amplio, en el concepto de la transpiración se incluye también el agua perdida por la planta en forma líquida (goteo o exudación), que puede alcanzar valores relativamente importantes, en especial cuando las condiciones ambientales para que se produzca transpiración no son favorables. Asimismo, debe incluirse el agua que la planta incorpore a su estructura en el periodo de crecimiento. Según su manera de abastecerse de agua, existen 3 tipos de plantas:

- Las hidrófilas, que viven total o parcialmente sumergidas en agua
- Las mesófitas y xerófitas, que toman el agua de la zona no saturada del suelo
- Las freatófitas, que pueden, alternativamente, tomar agua de la zona no saturada o de la zona saturada del suelo

Según Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), La evapotranspiración es la combinación de dos procesos independientes por los cuales se pierde agua, la evaporación del agua de la superficie del suelo y la transpiración del cultivo, por consiguiente, todos los factores que inciden en la evaporación y en la transpiración, influirán en la evapotranspiración. El conocimiento de la evapotranspiración o uso consuntivo es un factor determinante en el diseño de los sistemas de riego, incluyendo las obras de almacenamiento, conducción, distribución y drenaje. De manera especial, el volumen til de una presa para abastecer a una zona de riego depende en gran medida del uso consuntivo.

Las anteriores discusiones son fundamentales en la ingeniería de cultivos. En Hidrología, al considerar la E_T dentro del balance general de una cuenca, los conceptos de Evapotranspiración de referencia y de Evapotranspiración potencial son intercambiables, en el presente texto se utilizará fórmulas que fueron diseñadas para calcular ET_p o Et_0 indistintamente.

10.3.1 Factores que influyen en la evapotranspiración

La Et es un fenómeno que depende en buena parte de las condiciones atmosféricas del lugar, del suelo predominante y de la vegetación. Después de una lluvia o de un riego por aspersión, la interface entre el sistema terreno-planta y la atmósfera se encuentra saturada, y evidentemente la transpiración y la evaporación están en el valor potencial, siendo entonces la evapotranspiración función de diversos factores tal como se apreciará en la siguiente ecuación:

$$E_t = f(c, s, v, f, g, Q) \quad [10.23]$$

Donde:

- c : Factores climatológicos, tales como la radiación, la temperatura y humedad del aire, la velocidad del viento, entre otros.
- s : Factores edáficos, entre los que se encuentran la conductividad hídrica, el espesor del estrato activo, el calor superficial, la capacidad hídrica, la rugosidad de la superficie, entre otros.
- v : Factores de la planta, tales como la conductividad hídrica de los tejidos, la estructura de la parte epigea, la profundidad y densidad del sistema radicular, etcétera.
- f : Factores fitotécnicos, como por ejemplo el laboreo del suelo, la rotación de cultivos, la orientación de las líneas de siembra, la densidad poblacional, el tipo e intensidad de la poda, entre otros.
- g : Factores geográficos, entre los cuales están la extensión del área, la variación de las características climáticas en el borde del área considerada, entre otros.
- Q : Agua disponible en la interface con la atmósfera: cuyo origen es la lluvia, el riego y/o el aporte hídrico de la capa freática.

10.3.2. Métodos indirectos para determinar la evapotranspiración potencial

La mayor parte de los métodos indirectos son primordialmente teóricos puesto que han sido deducidos bajo condiciones específicas entre regiones y su aplicación requiere de una serie de datos que generalmente no se tienen a la disposición. Por ejemplo, el método de Thornthwaite calcula la evapotranspiración potencial a partir de los datos existentes de temperaturas medias mensuales, el método de Turc utiliza la precipitación y la temperatura medias de una cuenca, y los métodos de Blaney y Criddle y de Grassi y Christensen hacen uso de la radiación solar. Para efectos de ejemplificación se abordará el método de Thornthwaite y método de FAO Penman-Monteith.

Método de Thornthwaite

De acuerdo con Villela y Mattos (1975), el método correlaciona datos de evapotranspiración potencial, medida en evapotranspirómetros y en cuencas hidrográficas, con datos de temperatura media mensual y longitud (duración) del día.

Según Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009), La fórmula se basa en la temperatura y en la latitud, útil para estimar la evapotranspiración

potencial y tiene la ventaja de que la fórmula usa datos climatológicos accesibles, particularmente las temperaturas medias mensuales. El método ofrece buenos resultados en zonas húmedas con vegetación abundante. Thornthwaite, empíricamente halló las siguientes expresiones:

$$ET_0 = \frac{N}{12} * \frac{d}{30} * 16 * \left(\frac{10 * t}{I} \right)^a \quad [10.24]$$

Donde:

ET_0 : Evapotranspiración potencial mensual (mm/mes).

N : Número máximo de horas sol para el mes considerado, en función de la latitud (h), que para localidades entre los 10° de latitud sur y 10° de latitud norte pueden ser obtenidos a través de la Tabla 4.8 del Capítulo 4.

d : Número de días del mes.

t : Temperatura media mensual para cada mes en cuestión (°C).

I : Índice térmico anual, cuya expresión de cálculo es:

$$I = \sum_1^{12} i \quad [10.25]$$

i : Índice térmico mensual, cuya fórmula es:

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514} \quad [10.26]$$

a : Constante a determinar, que se calcula con la siguiente expresión.

$$a = 675 * 10^{-9} * I^3 - 771 * 10^{-7} * I^2 + 1792 * 10^{-5} * I + 0,49239 \quad [10.27]$$

Con éste método se logra obtener resultados aceptables para zonas húmedas con vegetación abundante, pero los errores aumentan para análisis de zonas áridas o semiáridas.

Ejemplo 10.2

Cálculo de la evapotranspiración potencial ET_0 por el método de Thornthwaite

Hidrología Básica

Para una zona localizada a 7° 12' de Latitud Sur se solicita estimar la evapotranspiración potencial ET_0 por el método de Thornthwaite tomando como referencia las temperaturas medias mensuales multianuales registradas de la estación meteorológica más cercana al lugar, cuyos valores se presentan en la Tabla 10.7.

Tabla 10.7 Valores de temperaturas medias mensuales multianuales.

Mes	ene.	feb.	mar.	abr.	may.	jun.	jul.	ago.	sep.	oct.	nov.	dic.
Tempe ratura	17,7	17,9	18,3	18,7	17,9	15,8	14,3	15,6	17,0	19,5	20,5	20,1

A partir de los datos suministrados se procede a calcular el índice térmico mensual; a continuación, se ejemplifica el cálculo para el mes de enero:

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514} = \left(\frac{17,7}{5}\right)^{1,514} = 6,779 \quad [1]$$

Los valores correspondientes a las temperaturas, número de días y los correspondientes índices térmicos de cada mes “i” se presentan en la Tabla 10.8.

Tabla 10.8 Valores correspondientes a las temperaturas, número de días y los correspondientes índices térmicos de cada mes “i”.

	ene.	feb.	mar.	abr.	may.	jun.	jul.	ago.	sep.	oct.	nov.	dic.
Tempe ratura	17,7	17,9	18,3	18,7	17,9	15,8	14,3	15,6	17,0	19,5	20,5	20,1
Días del mes	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31
i	6,779	6,896	7,130	7,368	6,896	5,709	4,908	5,600	6,378	7,850	8,467	8,219

El índice térmico anual se lo calcula de la siguiente forma:

$$I = 6,779 + 6,896 + 7,130 + 7,368 + 6,896 + 5,709 + 4,908 + 5,600 + 6,378 + 7,850 + 8,467 + 8,219 = \mathbf{82,199}$$

Hidrología Básica

Con base en lo anterior, la constante a será:

$$a = 675 * 10^{-9} * 82,199^3 - 771 * 10^{-7} * 82,199^2 + 1792 * 10^{-5} * 82,199 + 0,49239 = \mathbf{1, 8193458}$$

El número máximo de horas sol “N” para los doce meses, para la zona de estudio, localizada a 7° 12’ (7,2°) se interpola a partir de los valores presentados en la Tabla 4.8, dada en el Capítulo 4, cuyos resultados se presentan en la Tabla 10.9.

Tabla 10.9 Número máximo de horas sol “N” para los 12 meses.

Latitud	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov	Dic.
Sur 5°	12,4	12,1	12	12	11,8	11,9	11,8	12	12	12,2	12,4	12,2
Sur 7,2°	12,488	12,232	12,044	11,956	11,756	11,724	11,668	11,912	12,000	12,244	12,488	12,420
Sur 10°	12,6	12,4	12,1	11,9	11,7	11,5	11,5	11,8	12	12,3	12,6	12,7

Para ejemplificar los cálculos a realizar, a continuación, se ilustra la determinación de la evapotranspiración potencial para el mes de enero

$$ET_0 = \frac{N}{12} * \frac{d}{30} * 16 * \left(\frac{10 * t}{I} \right)^a = \frac{12,488}{12} * \frac{31}{30} * 16 * \left(\frac{10 * 17,7}{82,199} \right)^{1,8193458} = 69,456 \text{ mm/mes} \quad [2]$$

Se procede de la misma manera para los meses restantes, y se obtiene los valores indicados en Tabla 10.10.

Tabla 10.10 Valores de ET₀ calculados para los meses del año.

Mes	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
ET ₀	69,46	62,72	71,17	71,12	66,73	51,32	44,02	52,65	60,02	81,22	87,80	87,06

La evapotranspiración potencial media anual para el lugar en cuestión es de 67,108 mm/mes.

Método de FAO Penman-Monteith

El concepto de evapotranspiración, fue introducido por primera vez por Charles Thornthwaite (Thornthwaite, 1948). En su definición manifestó que la evapotranspiración es la máxima cantidad de agua que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación, que se desarrolla en óptimas condiciones, y bajo el supuesto caso de no existir limitaciones en

la disponibilidad de agua. La evapotranspiración se trata de un proceso combinado en el que se incluye la evaporación generada en los diversos tipos de superficies, tales como terrenos con vegetación, suelo, lámina de agua, y la transpiración por parte de las plantas.

El método de FAO Penman-Monteith (debido a Howard Penman y John Monteith) se considera como el único método estándar para la definición y cálculo de la evapotranspiración de referencia ET_0 . Para la aplicación del método se requiere de datos meteorológicos tales como la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento, así como informaciones relativas a la ubicación geográfica del lugar, tales como la latitud, la longitud y la altitud.

La ecuación FAO Penman-Monteith, fue derivada a partir de la ecuación original de Penman-Monteith (Penman, 1948) y de las ecuaciones de resistencia aerodinámica y del cultivo. Dicho método fue desarrollado con la definición del cultivo de referencia que corresponde a un cultivo hipotético de altura de 0,12 m, con una resistencia superficial de 70 s/m y un albedo de 0,23 y que representa la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente e irrigado de manera adecuada (Allen et al., 2006).

Según lo anteriormente formulado, el enfoque del método de Penman-Monteith incluye todos los parámetros que gobiernan el intercambio de energía y el flujo de calor (evapotranspiración) de grandes extensiones uniformes de vegetación. La mayoría de los parámetros son medidos o pueden calcularse fácilmente a partir de datos meteorológicos.

La ecuación que se puede utilizar para el cálculo directo de la evapotranspiración de cualquier cultivo, ya que las resistencias superficial y aerodinámica son específicas para cada cultivo, se presenta a continuación.

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_s (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_s)} \quad [10.28]$$

Donde:

- ET_0 : Evapotranspiración de referencia (mm/día)
- R_n : Radiación neta en la superficie del cultivo ($MJ/m^2 \cdot d$)
- G : Flujo de calor del suelo ($MJ/m^2/d$)
- T : Temperatura media del aire ($^{\circ}C$)
- U_s : Velocidad del viento a 2 m de altura (m/s)
- $(e_a - e_d)$: Déficit de presión de vapor (kPa)

- Δ : Pendiente de la curva de presión de vapor (kPa/°C)
 γ : Constante psicométrica (kPa/°C)
 e_a : Presión de vapor de saturación (kPa)
 e_d : Presión de vapor actual, definida como la presión de vapor de saturación a la temperatura del punto de rocío (kPa).

Ejemplo 10.3.

Cálculo de evapotranspiración potencial ET_0 por el método de FAO Penman-Monteith

Se necesita calcular la ET_0 (evapotranspiración de referencia), para el mes de diciembre. Para tal efecto solo se cuentan con datos de temperatura, los cuales fueron obtenidos de una estación climatológica. Los datos son los siguientes: temperatura máxima 25°C para el mes de noviembre, 26,6°C para el mes de diciembre; temperatura mínima 10,4°C para el mes de noviembre y 14,8°C para el mes de diciembre, altura sobre el nivel del mar 2548 msnm, velocidad del viento 2 m/s, localización Latitud 17° 25' S.

Solución.

Los pasos que se seguirán para la solución del problema son:

1. Cálculo de la temperatura media (°C)
2. Estimaciones empíricas de datos de la velocidad del viento mensual (us)
3. Cálculo de la presión atmosférica (p)
4. Cálculo de la constante psicométrica (γ)
5. Cálculo de la pendiente de la curva de presión de vapor (Δ)
6. Cálculo del déficit de presión de vapor ($e_a - e_d$)
7. Cálculo de la radiación neta (R_n). (Con procedimiento visto en el Capítulo 4 de radiación)
8. Cálculo del flujo de calor del suelo (G)

A continuación, se desarrollan tales pasos:

1. Cálculo de la temperatura media: T°_m

$$T^{\circ}_m = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} = \frac{26,6 + 14,8}{2} = 20,7^{\circ}C \quad [1]$$

2. Velocidad del viento: $u_s = 2,0$ m/s

3. Determinación de la presión atmosférica: p

$$p_0 = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065(z_d)}{293} \right)^{5,26} = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065(2548m)}{293} \right)^{5,26} = 74,59 \text{ kPa} \quad [2]$$

4. Constante psicrométrica: γ

El valor de la constante psicrométrica se lo puede determinar a partir de la siguiente expresión:

$$\gamma = \frac{C_p p}{\varepsilon \lambda} \quad [3]$$

Donde:

C_p : Calor específico a presión constante $C_p = 0,001013 \text{ MJ/kg}^\circ\text{C}$.

ε : Relación entre el peso molecular del aire húmedo y el aire seco, $\varepsilon = 0,622$

λ : Calor latente de evaporación, $\lambda = 2,45 \text{ MJ/kg}$.

p : Presión atmosférica en kPa.

Por lo tanto, la constante psicrométrica será:

$$\gamma = \frac{0,001013 * 74,59}{0,622(2,45)} = 0,0500 \frac{\text{kPa}}{^\circ\text{C}} \quad [4]$$

5. El cálculo de la pendiente de la curva de presión de vapor; $\Delta(\text{KPa}/^\circ\text{C})$ será a través de la siguiente expresión:

$$\Delta = 6,112 \left[\frac{1}{T_a} - \frac{1}{(237,13 + T_a)} \right] u e^u; \quad u = \left(\frac{12,27 * T_a}{237,13 + T_a} \right) \quad [5]$$

$$u = \left(\frac{12,27 * 20,7}{237,13 + 20,7} \right) = 1,386 \quad [6]$$

$$\Delta = 6,112 \left[\frac{1}{20,7} - \frac{1}{(237,13 + 20,7)} \right] 1,386 e^{1,386} = 1,5064 \frac{\text{mb}}{^\circ\text{C}} \quad [7]$$

Se convierte mb en kPa $\rightarrow 1 \text{ kPa} = 10 \text{ mb}$. $\Delta = 0,1506 \text{ kPa}/^\circ\text{C}$.

6. Cálculo del déficit de presión de vapor: ($e_a - e_d$)

Se encuentra la presión de vapor de saturación media

$$e_{a \cdot} \quad e_{a \min} = 0,612 * e^{\left(\frac{17,27 * 14,8}{237,13 + 14,8}\right)} = 1,68 kPa \quad [8]$$

$$e_{a \max} = 0,612 * e^{\left(\frac{17,27 * 26,6}{237,13 + 26,6}\right)} = 3,46 kPa \quad [9]$$

$$e_{a \text{media}} = \frac{3,46 kPa + 1,68 kPa}{2} = 2,57 kPa \quad [10]$$

Se encuentra el valor de la presión de vapor de saturación a temperatura de punto de rocío e_d .

Se realiza una aproximación asumiendo que el valor de la temperatura mínima T_{\min} corresponde a la temperatura de punto de rocío o de condensación T_d .

$$e_d = 0,612 * e^{\left(\frac{17,27 * 14,8}{237,13 + 14,8}\right)} = 1,68 kPa \quad [11]$$

$$e_a - e_d = 2,57 kPa - 1,68 kPa = 0,89 kPa \quad [12]$$

7. Determinación del valor de la radiación neta: R_n

Se calcula siguiendo el procedimiento estándar. $R_n = 14,21 \text{ MJ/m}^2/\text{día}$.

8. Cálculo del flujo de calor: G . Se halla entre la temperatura del mes actual T_i y la del mes anterior T_{i-1} .

$$G = 0,14(T_i - T_{i-1}) = 0,14(20,7^\circ C - 17,7^\circ C) = 0,42 \frac{MJ}{m^2 * día} \quad [13]$$

9. Determinación de la evapotranspiración de referencia ET_0 :

$$ET_0 = \frac{0,408 * 0,15064 * (14,21 - 0,42) + 0,050 * \frac{900}{20,7 + 273} * 2 * (0,89)}{0,15064 + 0,05 * (1 + (0,34 * 2))} \quad [14]$$

$$ET_0 = \frac{0,346 + 0,35}{0,259} = 4,74 \frac{mm}{día} \quad [15]$$

Usando el software de la FAO EToCalc, mostrado en la Figura 10.4, se tiene $ET_0 = 4,7 \text{ mm/día}$, para los datos del Ejemplo 10.3.



Figura 10.4
Interfaz del software EToCalc para el Ejemplo 10.3.

Fuente: <https://www.fao.org/land-water/databases-and-software/eto-calculator/en/>

10.4 RETENCIÓN SUPERFICIAL

De acuerdo con Linsley et al. (1977), gran parte de la lluvia que cae durante la primera parte de una tormenta es depositada en la cobertura vegetal como interceptación y en las depresiones del terreno como almacenamiento superficial. A medida que continúa el proceso de precipitación, la superficie del suelo se cubre de una capa delgada de agua, conocida como detención superficial, y el flujo comienza pendiente abajo hacia un canal superficial ya establecido.

La parte de la precipitación que no aparece como infiltración o como escorrentía superficial durante la tormenta o inmediatamente después de la misma, constituye la retención superficial. En otras palabras, la retención superficial incluye la interceptación, el almacenamiento superficial y la evaporación que ocurre durante la tormenta, pero no incluye el agua almacenada temporalmente que se halla en camino hacia los cursos de agua.

La interceptación vegetal depende de varios factores: características de la precipitación y condiciones climáticas, tipo y densidad de vegetación y periodo del año. Las principales características de la precipitación son la intensidad, el volumen precipitado y la lluvia antecedente. En zonas selváticas, para pequeños volúmenes de precipitación (< 0,3 mm), todo el volumen es retenido, mientras que, para precipitaciones superiores a 1 mm,

de 10 a 40% puede permanecer retenido. El tipo de vegetación caracteriza la cantidad de gotas que cada hoja puede retener, y la densidad de la misma indica el volumen retenido en la superficie de una cuenca. Las hojas generalmente interceptan la mayor parte de la precipitación, pero la disposición de los troncos también contribuye de manera significativa. En regiones en que ocurre una mayor variación climática, o sea en latitudes más elevadas, la vegetación presenta una significativa variación del follaje a lo largo del año, que interfiere con la intercepción. (Tucci, 1993b).

Pese a que el efecto de la cobertura vegetal no tiene mayor importancia en las crecientes más grandes -por tratarse de eventos asociados a intensas precipitaciones y de larga duración-, la intercepción debida a algunos tipos de vegetación de las cuencas puede representar una fracción considerable de la lluvia anual. La capacidad de almacenamiento por intercepción es generalmente satisfecha durante las primeras horas de una tormenta; por ello un importante porcentaje de la lluvia durante las tormentas de corta duración es interceptado. Después de que la vegetación está saturada, la intercepción cesaría a menos que una cierta cantidad de agua podría evaporarse a partir de la enorme superficie mojada de la vegetación.

Según Tucci (1993b), el proceso de retorno a la atmósfera del volumen retenido que se pierde por evaporación interfiere con el balance hídrico de una cuenca hidrográfica, funcionando como un reservorio que almacena una fracción de la precipitación. La tendencia es que la intercepción reduzca la variación del caudal a lo largo del año y retarde o reduzca los caudales pico de las crecientes. Las depresiones en el suelo o la baja capacidad de drenaje pueden provocar el almacenamiento de grandes volúmenes de agua reduciendo el caudal medio de la cuenca.

Después que el almacenamiento por concepto de intercepción se completa, la cantidad de agua que llega al suelo es igual a la lluvia menos el valor de la evaporación a partir de la vegetación. La capacidad de almacenamiento debido a la intercepción se reduce para mayores velocidades del viento; sin embargo, ese fenómeno tendería a aumentar la tasa de evaporación.

De acuerdo con Linsley et al. (1977), una extensa serie de datos experimentales de intercepción han sido acumulados por numerosos investigadores; sin embargo, la evaluación y aplicación de tales datos a problemas específicos se hace difícil dada la variedad de técnicas experimentales utilizadas. Los datos para cobertura de floresta, generalmente más abundante que para cobertura de cultivos y otra vegetación de poca altura, se obtienen usualmente colocando varios pluviómetros en tierra bajo los árboles y comparando el promedio de la

precipitación registrada con el promedio de la registrada en campo abierto. Algunas veces los pluviómetros se ubican al azar tratando de medir la precipitación promedio para un área. En otros casos, se colocan en puntos cuidadosamente seleccionados bajo la corona de un árbol para medir la intercepción en su área proyectada. En cualquier caso, la aplicación de los datos requiere un conocimiento detallado de la densidad de cobertura en el área de interés. La mayoría de los datos de floresta han sido obtenidos colocando los pluviómetros libres de malezas, pasto, entre otros, y en consecuencia no representan la intercepción total requerida en la mayoría de los casos prácticos en hidrología.

Los mismos autores afirman que la intercepción total en una floresta bien desarrollada es de cerca de 10 a 20% de la lluvia anual, y que la capacidad de almacenamiento de la misma varía entre 0,8 y 1,5 mm. Adicionalmente citan resultados de los excelsas investigaciones realizadas por Robert Horton, quien desarrolló una serie de fórmulas empíricas para estimar la intercepción por tormenta debida a varios tipos de cobertura vegetal; por ejemplo, para manzanos obtuvieron la expresión $J = 0,04 + 0,18P$, donde la constante 0,04 representa el almacenamiento por intercepción y 0,18 la proporción mínima de lluvia perdida (Horton, 1919). Aplicando dichas fórmulas a tormentas de 25 mm y suponiendo una densidad normal de cobertura, obtuvo los valores que se incluyen en la Tabla 10.11

Tabla 10.11 Valores de intercepción calculadas según las ecuaciones de Horton para tormentas de 25 mm.

Cultivo	Altura (m)	Intercepción (mm)
Maíz	1,8	0,8
Algodón	1,2	8,4
Tabaco	1,2	1,8
Cereales	0,0	4,1
menores	0,3	2,0
Prados	0,3	2,8

Fuente: Adaptado de (Linsley et al, 1977, p. 213).

Considerando una precipitación con una intensidad y duración suficientes para satisfacer la capacidad de intercepción y almacenamiento, la ecuación para calcular la intercepción total durante una tormenta es la siguiente:

$$V_i = S_i + E * t_g \quad [10.29]$$

Donde:

- V_i : Volumen de intercepción total durante una tormenta
 S_i : Capacidad de almacenamiento por unidad de área proyectada
 E : Tasa de evaporación por unidad de área
 t_g : Duración de la lluvia

Suponiendo que la intercepción calculada mediante la Ecuación 10.29 es aproximadamente exponencial mientras que la lluvia aumenta desde un valor cero hasta un valor elevado cualquiera, la expresión se puede re escribir de la siguiente manera:

$$V_i = (S_i + E * t_g) (1 - e^{-kP}) \quad [10.30]$$

Donde:

- e : Base de los logaritmos neperianos
 P : Cantidad de lluvia
 k : Constante igual a $1 / (S_i + E * t_g)$.

La parte de la precipitación retenida en pozos, zanjas y otros tipos de depresiones de la superficie del terreno se denomina “almacenamiento de depresión”. Es grande la variabilidad de las depresiones en términos de su área y su profundidad, su tamaño depende considerablemente de la definición de depresión. Tan pronto como la intensidad de la lluvia supera el límite de la capacidad de infiltración, el exceso de precipitación comienza a llenar las depresiones superficiales. Cada depresión tendrá su propia capacidad, y al ser excedida, las aportaciones subsiguientes son balanceadas por las salidas, expresadas en la forma de infiltración y de evaporación. Casi inmediatamente después del inicio del proceso de escorrentía, se llenan las depresiones más pequeñas y se inicia el flujo de superficie. Una fracción del flujo de superficie ayuda a llenar las depresiones más grandes, pero otra parte del flujo continúa su camino hacia un cauce natural. Dicha sucesión de eventos continúa, con un aumento progresivo de la escorrentía, que llegará directamente a los ríos. El agua que fue retenida al final de la lluvia puede retornar a la atmósfera por evaporación, o podrá ser absorbida por el suelo debido a la infiltración.

Según Tucci (1993b), el uso de ecuaciones de regresiones relacionando las principales variables y ajustadas a diferentes tipos de datos ha sido una práctica frecuente, una de las ecuaciones es la siguiente:

$$S_i = a + bP^n \quad [10.31]$$

Donde:

- a, b y n : Parámetros ajustados al lugar
 P : Precipitación (pulgadas)

Valores de los parámetros presentados por Horton se encuentran relacionados en la Tabla 10.12.

Tabla 10.12 Valores de las constantes de la Ecuación 10.31.

Cobertura vegetal	a	b	n	Factor de proyección
Huerta	0,04	0,018	1,0	
Haya	0,04	0,18	1,0	
Roble	0,05	0,18	1,0	
Arce	0,04	0,18	1,0	
Arbustos	0,02	0,40	1,00	
Pino	0,05	0,20	0,50	
Frijol, papa y otras pequeñas culturas	0,02h	0,15h	1,0h	0,25h
Pasto	0,005h	0,08h	1,00	1,00
Forrajeras	0,01 h	0,10h	1,00	1,00
Pequeños granos	0,005h	0,05h	1,00	1,00
Maíz	0,05h	0,005h	1,00	0,10h

Fuente: Adaptado de (Tucci, 1993b, p. 247).

Normalmente se utilizan versiones lineales de la Ecuación 10.31, lo que simplifica aún más el problema, ya que la expresión no tiene en cuenta la intensidad, la humedad antecedente y la velocidad del viento, entre otros factores.

Clark (1940) después de estimar la intercepción para diferentes coberturas, principalmente para cultivos agrícolas, presentó los resultados que se citan en la Tabla 10.13. Dichos valores deben ser interpretados como un experimento, y son útiles para tener una idea de la magnitud del fenómeno, pues los mismos varían de acuerdo con las condiciones de humedad antecedente.

Tabla 10.13 Intercepción en 1 m² de área según los experimentos de Clark

Vegetación	Precipitación (pg)	Característica	Intercepción (%)
Trigo	0,02 - 0,07	Una lluvia de pequeña intensidad	76 - 90
	0,25	Dos lluvias débiles	74
	0,32 - 0,35	Una lluvia rápida	52 - 64
	0,46	Una lluvia intensa	46
	0,80	Tres lluvias	51
Cebada	1,48	Lluvia intensa seguida por otra débil	33
	0,11	Una lluvia débil	72
	0,15	Varias lluvias leves	57
Vegetación de llanura	0,74	Lluvia fuerte seguida de lluvia débil	45
	0,02	Lluvia muy débil	80
	0,06 - 0,07	Lluvia débil	66 - 80
	0,38 - 0,45	Lluvia fuerte	67 - 78

Fuente: Adaptado de (Tucci, 1993b, p. 248).

10.5 ANEXO 10.A: DEDUCCIÓN DE LA ECUACIÓN DE PENMAN PARA CALCULAR LA EVAPORACIÓN POTENCIAL E_0

Para la deducción de la ecuación de Penman se parte de la Ley de Dalton, la cual se resume en la siguiente expresión:

$$E_0 = f(u_s)(e_s - e_d) \quad [1]$$

Donde:

E_0 : Evaporación potencial

$f(u_s)$: Función de la velocidad del viento sobre la superficie evaporante

e_s : Presión de vapor para atmósfera saturada a la temperatura de la superficie evaporante

e_d : Presión de vapor para atmósfera saturada para punto de rocío del aire

E_0 representa la tasa de evaporación de manera directamente proporcional a la diferencia entre la presión de vapor saturado (e_s) a la temperatura del agua, y la presión de vapor de agua (e_d) existente en el aire circundante. La diferencia ($e_s - e_d$) se denomina déficit higrométrico.

La expresión para $f(u_s)$ que incorpora datos experimentales del Lago Hefner, Oklahoma (USA) es la siguiente:

$$f(u_s) = 0,35 * \left(0,5 + \frac{u_s}{160} \right) \quad [2]$$

Con el valor de la velocidad del viento u_s en km/día. Si se asume que la evaporación en el lago E_L es igual a la evaporación potencial E_0 se tendrá que:

$$E_L = E_0 = 0,35 * \left(0,5 + \frac{u_s}{160} \right) * (e_s - e_d) \quad [3]$$

Las presiones e_s y e_d se expresan en mmHg; por su parte, E_0 se expresa en mm/día.

Para estimar e_s se combina esta ecuación con un balance de energía.

$$R_n = R_e + R_h \dots \quad [4]$$

Donde:

R_e : Energía que se utiliza en evaporación

R_h : Transferencia de calor o energía neta que resulta del intercambio de calor entre la atmósfera y la superficie evaporante.

El investigador Bowen, a partir de mediciones en el lago Hefner, encontró la denominada relación de Bowen.

$$\beta = \frac{R_h}{R_e} \quad [5]$$

Por otro lado, también se tiene que:

$$\beta = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_d} \quad [6]$$

$$R_e = R_n - R_h = \frac{R_n}{1 + \beta} \quad [7]$$

Como fue anteriormente mencionado, se sabe que para evaporar un volumen de agua de 1 cm² por 1mm se necesita del orden de 59 calorías.

$$E_L = \frac{R_n / 59}{1 + \beta} \quad [8]$$

Se introduce la pendiente de la curva de presión de vapor vs temperatura (Δ), y se introduce e_a , que es la presión de vapor en atmósfera saturada a la temperatura del aire T_a , ello con el fin de eliminar e_s , la cual es muy difícil de obtener pues depende de la temperatura de la superficie evaporante T_s cuyo valor generalmente no se tiene.

$$\Delta = \frac{e_s - e_a}{T_s - T_a} \quad [9]$$

Al realizar la siguiente relación, se obtiene:

$$\beta \frac{\Delta}{\Delta} = \frac{\gamma T_s - T_a}{\Delta} \frac{e_s - e_a}{e_s - e_d} \frac{e_s - e_a}{T_s - T_a} \quad [10]$$

$$\beta \frac{\Delta}{\Delta} = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_s - e_a}{e_s - e_d} \quad [11]$$

Se introduce una evaporación auxiliar E_a .

$$E_0 = f(u_s)(e_s - e_d) \quad [12]$$

$$E_a = f(u_s)(e_a - e_d) \quad [13]$$

$$\frac{E_a}{E_0} = \frac{(e_a - e_d)}{(e_s - e_d)} \quad [14]$$

$(e_s - e_a)$ se le resta y suma e_d .

$$(e_s - e_a) = (e_s - e_a) + e_d + e_d = (e_s - e_d) - (e_a - e_d) \quad [15]$$

Se sustituye en β .

$$\beta \frac{\Delta}{\Delta} = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_s - e_a}{e_s - e_d} = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{(e_s - e_d) - (e_a - e_d)}{e_s - e_d} \quad [16]$$

$$\beta \frac{\Delta}{\Delta} = \frac{\gamma e_s - e_a}{\Delta e_s - e_d} = \frac{\gamma}{\Delta} (e_s - e_d) \quad [17]$$

También se tiene que:

$$\beta \frac{\Delta}{\Delta} = \frac{\gamma e_s - e_a}{\Delta e_s - e_d} = \frac{\gamma (e_s - e_d)}{\Delta e_s - e_d} \frac{E_a}{E_o} \quad [18]$$

$$\beta = \frac{\gamma}{\Delta} \left(1 - \frac{E_a}{E_o} \right) \quad [19]$$

Se sustituye en E_L .

$$E_L = E_o = \frac{R_n / 59}{1 + \beta} \quad [20]$$

$$E_L = E_o = \frac{R_n / 59}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} \left(1 - \frac{E_a}{E_o} \right)} \quad [21]$$

Por medio de proceso algebraico se despeja E_o .

$$E_o \left[1 + \frac{\gamma}{\Delta} \left(1 - \frac{E_a}{E_o} \right) \right] = R_n / 59 \quad [22]$$

$$\left[E_o + E_o \frac{\gamma}{\Delta} \left(1 - \frac{E_a}{E_o} \right) \right] = R_n / 59 \quad [23]$$

$$E_o + E_o \frac{\gamma}{\Delta} - \frac{\gamma}{\Delta} E_a = R_n / 59 \quad [24]$$

$$E_o \left(1 + \frac{\gamma}{\Delta} \right) - \frac{\gamma}{\Delta} E_a = R_n / 59 \quad [25]$$

$$E_0 = \frac{R_n / 59 + \frac{\gamma}{\Delta} E_a}{1 + \frac{\gamma}{\Delta}} \quad [26]$$

Por lo tanto, la ecuación de Penman para evaporación potencial será:

$$E_0 = \frac{\Delta R_n / 59 + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad [27]$$

Ea es la evaporación auxiliar que se calcula con la siguiente expresión:

$$E_a = 0,35 * \left(0,5 + \frac{u_s}{160} \right) * (e_a - e_d) \quad [28]$$

Ea debe estar en mm/día, para que sea compatible con las unidades en la ecuación final de Penman, de lo contrario se debe convertir de cal/cm²/día a mm día, dividiendo por 59.

$$\gamma = 0,00061 * p \quad [29]$$

Donde p es la presión atmosférica en el sitio, en mb, y por su parte γ se expresa en mb/°C

Para (e_d y e_a) se le resta y suma e_d .

$$e_a = 6,112 * e^{\left(\frac{17,27 * T_a}{237,13 + T_a} \right)} \quad [30]$$

Donde e_a se debe expresar en mb y T_a en °C

$$\Delta = 6,112 * \left(\frac{1}{T_a} - \frac{1}{(237,13 + T_a)} \right) u e^u; \quad u = \left(\frac{17,27 * T_a}{237,13 + T_a} \right) \quad [31]$$

Penman (1948) logró combinar la ecuación de balance de energía con la ecuación aerodinámica, para de esta manera obtener una expresión que permite estimar la evaporación de una superficie libre de agua, proporcionando así una evaporación potencial teórica (E_0). La evaporación potencial teórica dependerá principalmente de los factores atmosféricos y en menor medida del estado de la superficie a través del coeficiente de

intercambio convectivo que se introduce en la definición del poder evaporante de la atmósfera (Hämmerly, 2001).

En la ecuación de Penman se tiene que:

- E_o : Evaporación potencial (mm/d)
- R_n : Radiación neta, indica la lámina de agua a ser evaporada por unidad de superficie y por día de acuerdo a la energía disponible (mm/d)
- E_a : Poder evaporante de la atmósfera en función del viento y del gradiente de presión de vapor en (mm/d)
- Δ : Pendiente de la curva de presión de saturación en función de la temperatura del aire (mb/°C)
- γ : Constante psicrométrica (mb/°C)

Ejemplo 10.A.1

Adaptado de (Silva, 1998, pp. 49-50). Calcular la evaporación potencial para una superficie de agua a partir de los siguientes datos:

R_n	: 324 Ly/día = 324 cal/cm ² * día.
Temperatura del aire	: $T_a = 12,5$ °C.
Velocidad del viento	: $u_s = 288$ km/día.
Presión atmosférica	: $p = 752,1$ mb.
Humedad relativa	: $HR = 76\%$.

Solución:

$$\gamma = 0,00061 * (752,1 \text{ mb}) = 0,459 \frac{\text{mb}}{^\circ\text{C}} \quad [1]$$

$$e_a = 0,612 * e^{\left(\frac{17,27 * 12,5^\circ\text{C}}{237,13 + 12,5^\circ\text{C}}\right)} = 14,5 \text{ mb} \quad [2]$$

$$e_d = HR * e_a = 0,76 * 14,5 \text{ mb} = 11,0 \text{ mb} \quad [3]$$

$$E_a = 0,35 * \left(0,5 + \frac{u_s}{160}\right) * (e_a - e_d) \quad [4]$$

Como 1mb = 0,75 mmHg entonces:

$$E_a = 0,35 * \left(0,5 + \frac{288 \text{ km/día}}{160}\right) * (14,5 \text{ mb} - 11,0 \text{ mb}) \quad [5]$$

$$E_a = 2,093 \text{ mm/día}$$

$$\Delta = 6,112 * \left(\frac{1}{T_a} - \frac{1}{(237,13 + 12,5^\circ\text{C})} \right) * u e^u; \quad u = \left(\frac{17,27 * 12,5^\circ\text{C}}{(237,13 + 12,5^\circ\text{C})} \right) \quad [6]$$

$$\Delta = 0,947 \text{ mb/}^\circ\text{C}.$$

$$E_0 = \frac{\left((0,947 \text{ mb/}^\circ\text{C}) * \frac{(324 \text{ cal/cm}^2 * \text{día})}{59} \right) + ((0,459 \text{ mb/}^\circ\text{C}) * (2,039 \text{ mm/día}))}{0,947 \text{ mb/}^\circ\text{C} + 0,459 \text{ mb/}^\circ\text{C}} \quad [7]$$

$$E_0 = 4,40 \text{ mm/día}.$$

Volumen de agua evaporado en un área dada, para un espejo de agua del orden de 100 m². A_{depósito} = 100 m²,

$$V = 4,4 \text{ mm/día} * 100 \text{ m}^2 * (1000 \text{ mm}) / \text{m}^2 = 440 * 10^6 \text{ mm}^3/\text{día}.$$

11 ESCORRENTÍA

11.1 GENERALIDADES

En este capítulo se exponen los conceptos de Escorrentía, con base en lo expuesto por autores como Silva (1998), Linsley et al. (1977), Chow et al. (1988), Monsalve (1999), Bedient et al., (2013) y Hewlett (1982). La escorrentía para fines de muchas ingenierías es aquella que produce incremento del caudal en las corrientes de agua en corto tiempo, utilizándose como parámetro de diseño de las diferentes obras hidráulicas. Esta agua en un momento determinado formó parte de la lluvia que, al caer al suelo, escurre por la superficie libremente y aquella agua que se infiltró formando un flujo subsuperficial rápido, aportando al incremento del agua en las corrientes naturales.

A continuación se exponen los conceptos básicos involucrados en la escorrentía, los factores que la afectan, las mediciones y el procesamiento de datos.

11.2. DEFINICIONES BÁSICAS

11.2.1. *Escorrentía Total*

Se define como el agua que proviene de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie del suelo y que llega a una corriente para finalmente ser drenada de un área de interés. Se denota por ET y la componen la escorrentía superficial directa (ESD) y el flujo subsuperficial (FSS), matemáticamente se expresa como: $ET = ESD + FSS$ (Silva, 1998), (Linsley et al, 1977).

11.2.2. *Escorrentía superficial directa*

La escorrentía superficial directa también se conoce como flujo superficial directo, y se produce después de la ocurrencia de una precipitación, restándole el agua de los procesos de intercepción, retención superficial e infiltración. A la fracción de la lluvia que produce la escorrentía superficial directa también se la conoce como precipitación neta, precipitación efectiva o precipitación de exceso. Dentro de dicho componente se incluye el agua de la precipitación directa en los cauces.

11.2.3. *Flujo subsuperficial*

Es el flujo del agua que se mueve aproximadamente paralela a la superficie del terreno, por los pequeños canales en las capas superficiales

del suelo. Este flujo aflora nuevamente en la superficie del terreno si las condiciones topográficas lo permiten, uniéndose a la escorrentía directa superficial, para finalizar en una corriente de agua o un depósito superficial; como ya fue comentado, se denota como FSS.

11.2.4. Hidrometría

Es la ciencia que trata de la medición y análisis del agua, en la que se incluyen los métodos, técnicas e instrumentos más frecuentemente utilizados en el estudio de la hidrología.

11.2.5. Nivel de agua

Se refiere a la altura del flujo de líquido en los ríos o cursos de agua en la sección que se pretende analizar.

11.2.6. Velocidad

Es el resultado del cociente entre el espacio recorrido por el agua de las corrientes y el tiempo tomado como referencia. En los cursos de agua se puede recurrir al valor de la velocidad media, la velocidad superficial o la velocidad a diferentes profundidades, generalmente se expresa en m/s.

11.2.7. Gasto o caudal

Se refiere al volumen de agua que pasa por determinada sección transversal del cauce de un río en un intervalo de tiempo dado, se expresa en m³/s o L/s.

11.2.8. Avenida

Hace referencia al aumento del caudal del curso de agua como resultado de la intensidad o frecuencia de las precipitaciones incidentes, las crecientes o avenidas pueden durar del orden de minutos, horas o inclusive días.

11.2.9. Aforar

Consiste en la actividad de determinar el caudal que pasa por una sección dada, para un momento en particular, lo cual se logra a través de diversos tipos de mediciones.

11.2.10. Aforo

Es el conjunto de operaciones que permiten determinar el caudal en un curso de agua para un nivel observado. Uno de los objetivos fundamentales consiste en correlacionar el nivel de agua con el caudal o gasto para determinar obtener la curva de descarga o calibración de la sección en estudio.

11.2.11. Estiaje

Se refiere a un nivel bajo que tiene el agua en un río o cuerpo hídrico, por lo general ocurre en verano.

11.2.12. Año hidrológico

Es un periodo de doce meses que comprende un ciclo hidrológico completo partiendo del mes en el que se observan los valores mínimos (para el caso de muchas regiones de Colombia con inicio en los meses de julio o agosto).

11.2.13. Sección de control

Corresponde a una sección del canal o curso de agua que será utilizada para establecer la curva altura-caudal. A continuación, en la Figura 11.1 se presenta la sección de control instalada para monitoreo de niveles y caudales del río Pasto, localizada en el Barrio Popular (Pasto, Nariño), aguas arriba de la captación de agua para la planta de tratamiento de agua potable Centenario de la Empresa de Obras Sanitarias de Pasto, EMPOPASTO S.A. E.S.P. la fotografía fue registrada por los autores del libro.



Figura 11.1 Sección de control para monitoreo de niveles y caudales del río Pasto, Barrio Popular (Pasto, Nariño).

En la Figura 11.2 se ilustra la curva altura-caudal, o también denominada “curva de gastos”, obtenida por el IDEAM para la sección de control del río Pasto localizada en el Barrio Popular y gentilmente suministrada por dicha institución a los autores.

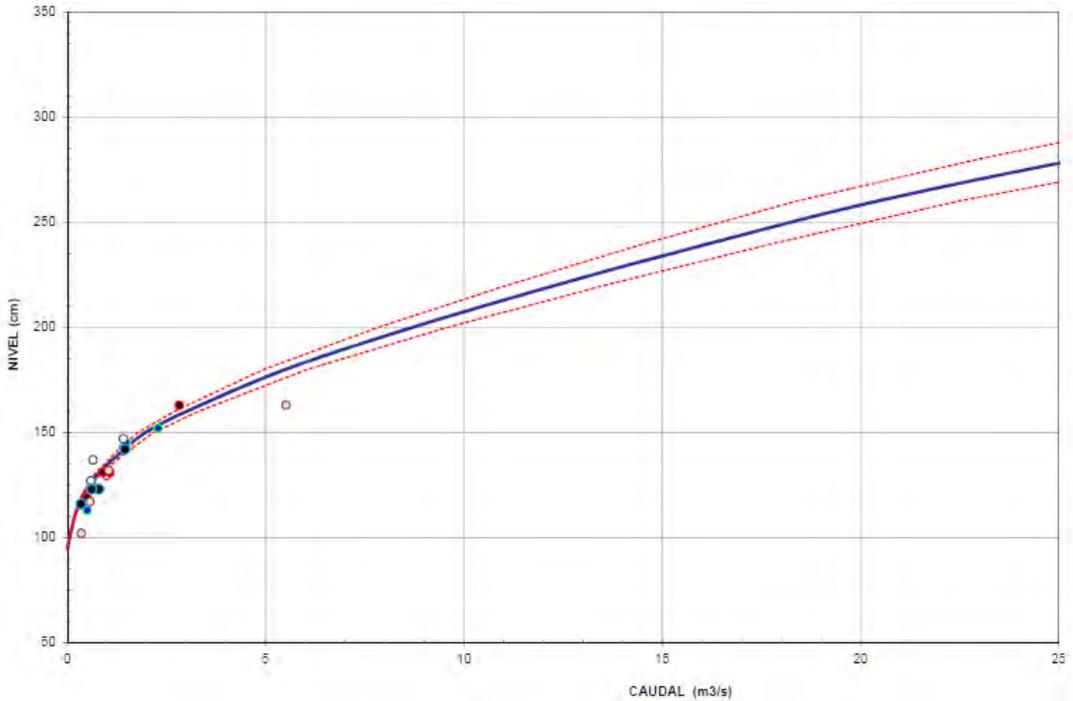


Figura 11.2

Curva altura-caudal para el río Pasto en la sección de control para monitoreo de niveles y caudales del Barrio Popular (Pasto, Nariño).

11.2.14. Flotador

Elemento boyante de origen natural o artificial, que tenga la condición de ser arrastrado por el agua, bien sea parcial o totalmente sumergido en el líquido.

11.2.15. Vadeo

Tipo de aforo que el aforador realiza cuando puede atravesar fácilmente la sección en estudio sin que la corriente de agua lo afecte. En el vadeo con la ayuda de una varilla graduada se mide la profundidad del lecho y mediante un molinete o correntómetro se mide la velocidad del flujo. En la Figura 11.3 se ilustra la realización de un vadeo (Fotografía a) para aforo realizado con el IDEAM para determinar el caudal del río Pasto en su sección de control localizada en el Barrio Popular; así mismo, se presenta una fotografía del micromolinete utilizado en dicha actividad (Fotografía b).



Figura 11.3 Fotografías de un aforo del río Pasto. (a) Vadeo. (b) Micromolinete.

11.3. UNIDADES

El caudal se puede medir en las siguientes unidades:

- En unidades de gasto; es decir, unidades volumen por unidad de tiempo (m^3/s)
- En unidades de gasto unitario, ($m^3/s \cdot km^2$).
- En lámina equivalente sobre un área, en ($mm/día$), (mm/mes) o ($mm/año$).

11.4. FACTORES QUE AFECTAN EL ESCURRIMIENTO

11.4.1. Factores Climáticos (Meteorológicos)

Entre dichos tipos de factores se encuentran:

- Tipos de precipitación
- Duración de precipitación
- Intensidad de la precipitación
- Dirección de la tormenta
- Velocidad de la tormenta
- Distribución de la lluvia en la cuenca

11.4.2. Factores fisiográficos

Los principales factores fisiográficos que afectan el escurrimiento son:

1. Características físicas de la cuenca:

- Superficie
- Forma

- Elevación
 - Pendiente
2. Tipo y uso del suelo
 3. Humedad antecedente

11.5. MEDICIÓN DEL ESCURRIMIENTO (MEDICIÓN DE CAUDALES)

A través de la hidrología se han propuesto varios métodos para la medición del caudal en corrientes naturales, los cuales han sido documentados por diversos autores. Los métodos se pueden clasificar en varios grupos, como medidores de área-velocidad, medidores de estructuras artificiales, indirectos con el uso de ecuaciones y trazadores. A continuación, se describirá brevemente cada uno de ellos.

11.5.1. Métodos de área - velocidad

En esta categoría se incluyen los métodos de molinete y de flotadores. En términos generales consiste en la medición de la velocidad puntual en la sección transversal; por medio de factores se halla la velocidad media, y conociendo el área transversal del canal se encuentra el caudal mediante el uso de la ecuación de continuidad. $Q = V_m \cdot A$, donde Q es el caudal, V_m es la velocidad media y A es el área transversal de la sección estudiada.

11.5.2. Métodos de estructuras artificiales

Este método consiste en usar estructuras artificiales con una forma definida para medir el caudal que pasa a través de ellas. En esta categoría se encuentran los vertederos, la canaleta Parshall y las compuertas. Dichas estructuras se instalan en un curso de agua, debidamente calibradas, y se calcula el caudal con su respectiva ecuación de patronamiento, que por lo general es de la forma $Q = K \cdot H_n$.

11.5.3. Método Indirecto

Este método consiste en usar ecuaciones de cinemática de fluidos, que al ser combinadas permiten encontrar una ecuación para el caudal. En este sentido se usa la ecuación de Bernoulli aplicada entre dos secciones de un canal y alguna de las ecuaciones de resistencia del flujo en canales, como por ejemplo la ecuación de Chezy-Manning.

11.5.4. Método de trazadores

El método consiste en agregar una sustancia que pueden ser sales, isótopos radioactivos o colorantes, en una sección aguas arriba del río o canal con una concentración y caudal conocidos de la sustancia, y con un detector se encuentra la concentración del trazador en una sección aguas abajo. Aplicando principios de continuidad es posible obtener una ecuación para determinar el caudal.

11.6. HIDROGRAMAS

11.6.1 Concepto de hidrograma

Un hidrograma es la representación gráfica que expresa la variación temporal del caudal en una sección de un curso de agua, denominada sección de salida. En la Figura 11.4 se ilustra este concepto.

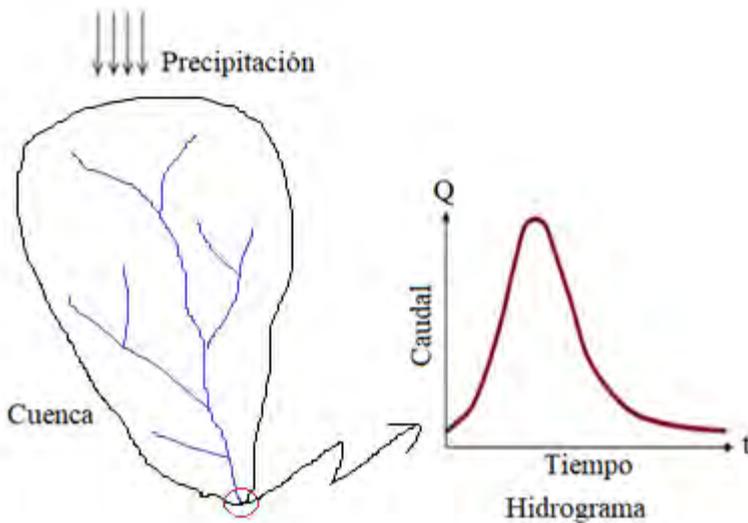


Figura 11.4
Representación gráfica del hidrograma.

11.6.2. Componentes del hidrograma

La curva del hidrograma se ha dividido en varias partes para su estudio, como se ilustra en la Figura 11.5.

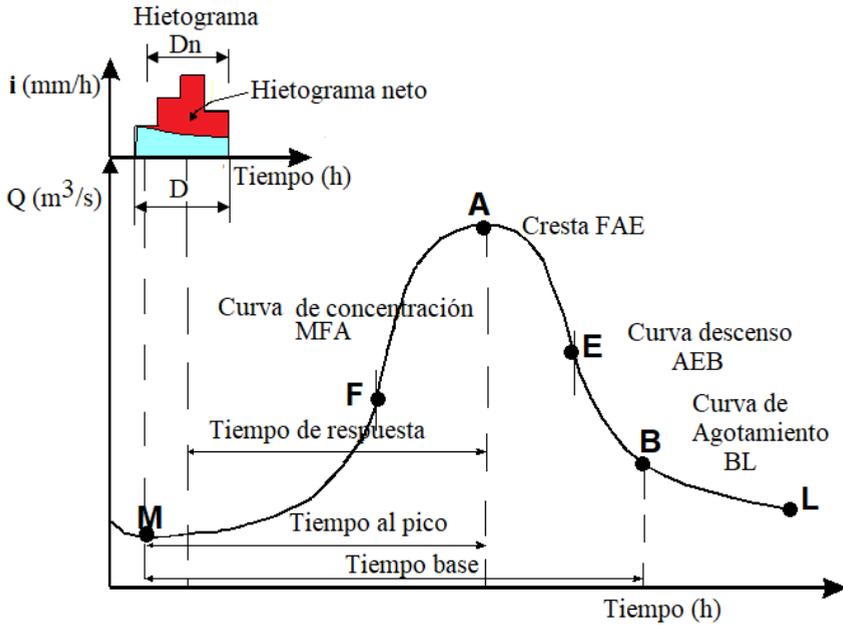


Figura 11.5
Componentes de la curva del hidrograma.

Las componentes mostradas en la Figura 11.5, se describen a continuación:

Curva de concentración:

es la parte que representa el ascenso del hidrograma.

Pico del hidrograma:

corresponde a la zona que rodea al caudal máximo.

Curva de descenso:

es la zona correspondiente a la disminución progresiva del caudal.

Punto de inicio de la curva de agotamiento:

(Punto B) es el momento en que toda la escorrentía directa provocada por la precipitación neta ya ha pasado. En adelante el agua aforada será fruto de la escorrentía básica, la cual proviene de la escorrentía subterránea.

Curva de agotamiento:

tramo B-L es la parte donde el caudal procede únicamente de la escorrentía básica.

Tiempo de concentración (t_c):

es el tiempo necesario para que una gota de agua que cae en el punto hidrológicamente más alejado de la cuenca, llegue al punto de salida o de aforo.

Tiempo al pico (t_p):

es el tiempo que transcurre desde que se inicia el escurrimiento hasta alcanzar el pico del hidrograma.

Tiempo base (t_b):

es el tiempo comprendido entre el inicio y el fin de la escorrentía superficial directa.

Tiempo de retraso (t_r):

conocido también como “tiempo lag” o tiempo de retardo, es el tiempo comprendido entre los instantes que corresponden, respectivamente al centro de gravedad del hietograma de la tormenta y al centro de gravedad del hidrograma.

Duración de la lluvia efectiva, (t_w):

es la duración de la lluvia neta o del hietograma neto, la cual se estima usando el índice f_i (ϕ), según fue explicado en el capítulo de infiltración.

Duración de la lluvia, D :

es la duración total de la lluvia o el aguacero.

11.7. FACTORES QUE AFECTAN LA FORMA DEL HIDROGRAMA

Los principales factores que afectan la forma del hidrograma se indican a continuación en la Tabla 11.1.

Tabla 11.1 Factores que afectan la forma del hidrograma.

Factores Físico-Geográficos	Factores Climáticos
<p>Características de la cuenca:</p> <p>Forma Tamaño Pendiente Naturaleza Elevación Densidad de drenaje</p>	<p>Características del aguacero:</p> <p>Precipitación Intensidad Duración Magnitud y movimiento del aguacero</p>

Tabla 11.1 Factores que afectan la forma del hidrograma.

<p>Características del terreno: Uso de la tierra y cobertera Tipo de suelo y condiciones geológicas Lagos y depresiones</p>	<p>Evapotranspiración</p>
<p>Características del cauce: Sección Rugosidad Capacidad de almacenamiento</p>	<p>Umbral de escorrentía o abstracción inicial (máximo valor de retención de agua en el suelo)</p>

11.8. MÉTODOS PARA SEPARAR LOS COMPONENTES DEL HIDROGRAMA

Como es necesario cuantificar los volúmenes de agua bajo la curva del hidrograma, es necesario realizar una descomposición de las partes que los componen, y poder separar el flujo base, el flujo subsuperficial y la escorrentía superficial directa. En el estado del arte se reportan varios métodos, algunos de los cuales se describen a continuación.

11.8.1. Método de la escorrentía constante

Consiste en asumir que el flujo subterráneo es constante, con lo cual el procedimiento a seguir es el de trazar una línea recta horizontal desde el punto en el que se inicia el ascenso del hidrograma (punto M) hasta el punto de corte con la curva de descenso. Un aspecto limitante del método es que conduce a tiempos de base del hidrograma excesivamente grandes.

11.8.2. Método de la línea recta

El método se basa en suponer que el flujo subterráneo varía linealmente con el tiempo, por ello el procedimiento a seguir consiste en trazar una línea recta desde el punto en que se inicia el ascenso (punto M) hasta el punto en el que comienza la curva de agotamiento (Punto B).

11.8.3. Método de Linsley

Consiste en determinar el tiempo transcurrido entre el pico del hidrograma y el instante en el que cesa la escorrentía superficial; dicho tiempo puede determinarse con la expresión: $T = 0,827 * A_{0,20}$, donde A es el área de la cuenca. El procedimiento consiste en prolongar a estima la curva desde M hasta un punto en la vertical que pasa por el caudal pico y unir este último punto con aquel punto del hidrograma que esté situado a T días de la punta del mismo (Linsley et al., 1977).

11.8.4. Método de Barnes

Es el método más preciso y permite descomponer el hidrograma en las tres componentes que conforman la escorrentía total. El método se basa en el hecho de que en coordenadas semilogarítmicas las curvas de agotamiento de cada tipo de escorrentía son rectas.

Se sigue el siguiente procedimiento:

1. Representar los caudales con el eje de las ordenadas en escala logarítmica.
2. Aproximar la curva de agotamiento a una recta. Para ello se debe prolongar dicha recta hasta el tiempo que marca el caudal pico, o hasta el cruce con la vertical que pasa por el caudal pico (punto A).
3. Unir el punto del paso 2 con el punto M de inicio de la curva de concentración.
4. En el hidrograma así obtenido, el área por debajo de las líneas representa la escorrentía subterránea. La diferencia entre el hidrograma observado y este último proporciona el hidrograma conjunto de escorrentía superficial e hipodérmica.
5. Se repetiría el proceso para este nuevo hidrograma obtenido, prolongando la recta que representa a la curva de agotamiento de dicho hidrograma hasta el tiempo pico. Uniendo este punto con el punto inicial de la curva de crecimiento se obtiene el hidrograma de escorrentía hipodérmica. Al calcular la diferencia entre el hidrograma conjunto de escorrentía superficial e hipodérmica con el obtenido se determina el hidrograma de escorrentía superficial.

11.9. HIDROGRAMA UNITARIO

El hidrograma unitario (HU) es un concepto de fundamental importancia para calcular la escorrentía que producirán precipitaciones con ciertas características determinadas; dicho concepto fue propuesto por Sherman en 1932.

El hidrograma unitario de una cuenca es el hidrograma de escorrentía directa que se producirá en la salida de la hoya si sobre ella se produjera una precipitación neta unitaria de una duración determinada (por ejemplo, 1mm, 1 pulg, etcétera, durante una hora) (Chow et al., 1988) y (Linsley et al., 1977).

La precipitación en mención debe producirse con intensidad constante a lo largo del periodo considerado y deberá estar repartida homogéneamente en toda la superficie de la cuenca.

Según Lázaro (2010), si fuera posible que se produjeran dos lluvias idénticas sobre una cuenca hidrográfica cuyas condiciones antes de la precipitación también fueran idénticas, sería de esperar que los hidrogramas correspondientes a las dos lluvias también fueran iguales. Dicha consideración es la base del concepto de hidrograma unitario.

11.9.1. Postulados del hidrograma unitario

Según Cahuana-Andia y Yugar-Morales (2009) y Chow et al., (1988), para obtener el hidrograma unitario se deben cumplir una serie de postulados o condiciones de borde que se describen a continuación.

- a) Distribución uniforme, la precipitación efectiva (lluvia neta) esta uniformemente distribuida en toda el área de la cueca.
- b) Intensidad uniforme, la precipitación efectiva es de intensidad uniforme en el periodo considerado.
- c) Tiempo base constante, los hidrogramas generados por tormentas de la misma duración tienen el mismo tiempo base a pesar de ser diferentes las láminas de precipitación efectiva, independientemente del volumen total escurrido.
- d) Linealidad o proporcionalidad, las ordenadas de todos los hidrogramas de escurrimiento directo con el mismo tiempo base, son proporcionales al volumen total de escurrimiento directo (al volumen total de lluvia efectiva). Como consecuencia, las ordenadas de dichos hidrogramas son proporcionales entre sí.
- e) Superposición de causas y efectos, el hidrograma resultante de un periodo de lluvia dado, puede superponerse a hidrogramas resultantes de periodos lluviosos precedentes. Como los hidrogramas producidos por las diferentes partes de la tormenta se asume que ocurren independientemente, el hidrograma de escurrimiento total es simplemente la suma de los hidrogramas individuales.

11.9.2. Obtención del hidrograma unitario

Se presenta a continuación el procedimiento para la obtención del hidrograma unitario con base en lo propuesto por Chow et al., (1988).

- Encontrar el volumen de escorrentía directa (V_{ED}), del hidrograma de la tormenta, como el área bajo la curva del hidrograma, teniendo en cuenta que las unidades de tiempo y caudal estén en el mismo sistema de unidades.
- Obtener la altura de precipitación neta (hpn), dividiendo el (V_{ED}), entre el área de la cuenca (A). $hpn = V_{ED}/A$.
- Obtener las ordenadas del hidrograma unitario, dividiendo las ordenadas del hidrograma de escorrentía directa entre la altura de precipitación neta, hpn.
- La duración en exceso (t_u), correspondiente al hidrograma unitario se obtiene a partir del hidrograma de la tormenta y el índice de infiltración media o índice f_i (ϕ).

La generación del hidrograma unitario se ilustra en el ejemplo que se presenta a continuación.

Ejemplo 11.1

Encontrar el hidrograma unitario para una lluvia neta con duración de dos horas, a partir del hidrograma del río y del flujo base, dados en la Tabla 11.2, para un área de la cuenca de 100 hectáreas. Adaptado de (Hewlett 1982, p. 115).

Tabla 11.2 Datos de tiempo, caudal del río y caudal base.

Tiempo [horas]	Q río [m ³ /h]	Q base [m ³ /h]
1	100	100
2	330	110
3	1320	120
4	2970	130
5	3560	140
6	2680	150
7	2020	160
8	1490	170
9	1050	180
10	700	190
11	430	200
12	200	200

Solución:

Para tener una idea más clara del hidrograma se grafica los valores dados del problema, como se ilustra en la Figura 11.6.

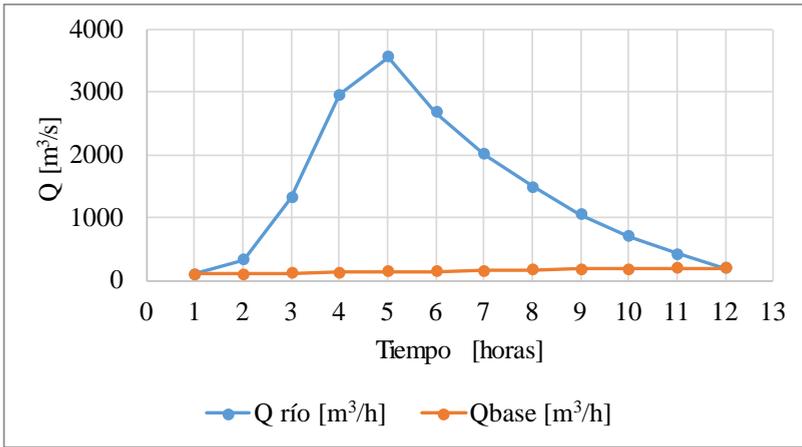


Figura 11.6

Gráfica del hidrograma medido en el río y su flujo base.

Se calcula el hidrograma de escorrentía ES, restando a las ordenadas del caudal del hidrograma del río, las ordenadas del flujo base, como se muestra en la Tabla 11.3

Tabla 11.3 Cálculo de las ordenadas del hidrograma de escorrentía, Q ES.

Q río [m³/h]	Q base [m³/h]	Q ES [m³/h]
100	100	0
330	110	220
1320	120	1200
2970	130	2840
3560	140	3420
2680	150	2530
2020	160	1860
1490	170	1320
1050	180	870
700	190	510
430	200	230
200	200	0

Hidrología Básica

Se realiza la gráfica comparativa del hidrograma de escorrentía junto con el hidrograma del río y flujo base, como se ilustra en la Figura 11.7.

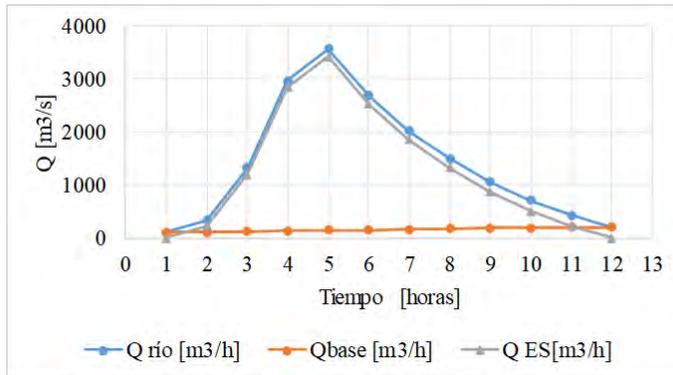


Figura 11.7

Gráfica del hidrograma medido en el río y su flujo base

Se calcula el volumen de escorrentía, como el área bajo el hidrograma de escorrentía, se puede usar algún método para hallar el área usando el método de las coordenadas utilizado para calcular áreas de una poligonal cerrada, como se ilustra en la Tabla 11.4.

Tabla 11.4 Cálculo del volumen bajo el hidrograma de escorrentía, usando el método de las coordenadas.

Tiempo [horas]	Q ES [m³/h]	t x Q	Q x t
1	0		
2	220	220	0
3	1200	2400	660
4	2840	8520	4800
5	3420	13680	14200
6	2530	12650	20520
7	1860	11160	17710
8	1320	9240	14880
9	870	6960	11880
10	510	4590	8700
11	230	2300	5610
12	0	0	2760
1	0	0	0
	Suma =	71 720	101 720
Flujo	Volumen=		15 000 m³

Con este método se obtiene un volumen de 15.000 m³.
Se calcula la altura de lluvia neta como:

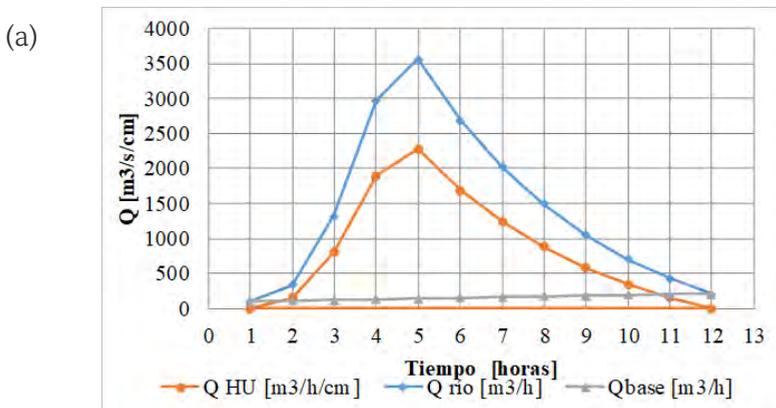
$$pe = V/A = 15.000/1.000.000 = 0,015m = 1,5 \text{ cm}$$

Se obtiene las ordenadas del hidrograma unitario, dividiendo las ordenadas del hidrograma de escorrentía por la altura de lluvia neta, en este caso 1,5 cm, para una lluvia neta unitaria de 1 cm, los valores se muestran en la Tabla 11.5.

Tabla 11.5 Cálculo de las ordenadas del hidrograma unitario.

Tiempo [horas]	Q ES [m ³ /h]	Q HU [m ³ /h*cm]
1	0	0
2	220	147
3	1200	800
4	2840	1893
5	3420	2280
6	2530	1687
7	1860	1240
8	1320	880
9	870	580
10	510	340
11	230	153
12	0	0

La gráfica del hidrograma unitario obtenido se ilustra en la Figura 11.8 a, b, en m³/s*cm.



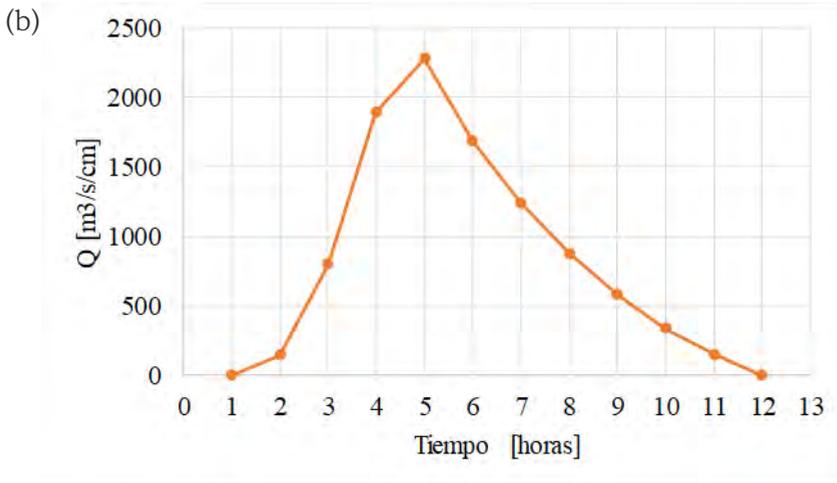


Figura 11.8

(a) Relación del hidrograma unitario con respecto al hidrograma del río y el flujo base. (b) Hidrograma unitario para una lluvia efectiva de 1 cm y duración 2 horas.

Se verifica que el hidrograma unitario encontrado corresponda a la precipitación efectiva de 1 cm, para ello se calcula el volumen del hidrograma unitario que corresponde al área bajo la curva. Usando el método de las coordenadas se tiene que dicho volumen es de 10.000 m³, considerando el área dada de 100 ha se tiene que la precipitación efectiva $p_e = (10.000 \text{ m}^3) / (100\text{ha} \cdot 10.000\text{m}^2/\text{ha}) = 0,01\text{m} = 1\text{cm}$. El resultado anterior indica que el hidrograma unitario obtenido es el correcto.

11.9.3. Aplicación del hidrograma unitario

Una vez se haya obtenido el hidrograma unitario de la cuenca para una duración de lluvia neta y una unidad determinada de lluvia neta unitaria, es posible usar el H.U. para generar hidrogramas unitarios en otras condiciones de precipitación. Se define como t_u la duración unitaria del hidrograma unitario disponible con una precipitación neta unitaria p_1 , D' la nueva duración deseada para una precipitación cualquiera p_2 y Δt es el intervalo de tiempo de descripción del hidrograma. En general lo que se quiere obtener es un hidrograma con (p_2, D') a partir de un hidrograma (p_1, t_u) . Dependiendo si la duración de lluvia t_u es igual o diferente de la duración D' , se presentan los siguientes casos:

Caso a.

Para lluvias de duración D' con precipitación p_2 , igual a la duración unitaria t_u . ($D' = t_u$).

Caso b.

Para aguaceros de duración D' con precipitación p_2 , múltiplo de t_u . ($D' = n \cdot t_u$).

Caso c.

Para aguaceros de duración D' con precipitación p_2 , cuando D' no es múltiplo de t_u).

Los casos a y b se resuelven por el método de superposición de hidrogramas, y el caso c se resuelve por el método del hidrograma en S como se verá en los siguientes ítems.

11.10. MÉTODO DE SUPERPOSICIÓN DE HIDROGRAMAS

Aplicación a los Casos a y b.

Si se tiene un hidrograma unitario de duración t_u y precipitación neta unitaria p_1 , generar un hidrograma unitario de duración D' y p_2 . Para ello se procede de la siguiente manera:

1. Se tiene las ordenadas del hidrograma unitario y su respectivo tiempo, para t_u y precipitación neta unitaria de p_1 .
2. Se construye un segundo hidrograma desfasado t_u con valores iguales de caudal del hidrograma dado o conocido.
3. Se suman las ordenadas para el mismo Δt de los dos hidrogramas, para obtener un tercer hidrograma, que corresponde a un hidrograma de duración D' y p_1 .
4. Se multiplican las ordenadas del tercer hidrograma por la relación de intensidades p_2/p_1 , y se obtiene un cuarto hidrograma de duración D' y p_2 .

A continuación, este procedimiento se ilustra con el siguiente ejemplo.

Ejemplo 11.2

El hidrograma unitario de una cuenca hidrográfica para una lluvia neta de $p_1 = 1 \text{ mm}$ y de $t_u = 1$ hora de duración se representa con base en los siguientes datos:

T (horas)	0	1	2	3	4	5	6
$Q_{1h}(t)(\text{m}^3/\text{s})$	0	0,5	2,5	5	3	1	0

Hidrología Básica

Se solicita obtener el hidrograma unitario de dicha hoya para una lluvia con $D' = 2$ h de duración y precipitación neta $P_2 = 1$ mm.

Solución:

Este ejemplo pertenece al caso particular b, donde $p_1 \neq p_2$ y $D' > t_u$, pero se expresa como un múltiplo.

La solución se indica en la Tabla 11.6 donde:

Columna 1:

Corresponde al intervalo de tiempo Δt del hidrograma unitario dado o conocido.

Columna 2:

Corresponde a las ordenadas del hidrograma unitario dado.

Columna 3:

Se refiere al desfase en una hora (t_u) de las ordenadas del hidrograma unitario dado.

Columna 4:

Corresponde a la suma las ordenadas hora a hora de los dos hidrogramas anteriores y se obtiene un hidrograma de duración $D' = 2$ horas con $p_1 = 1$ mm.

Columna 5:

Es el resultado de multiplicar las ordenadas del hidrograma de la Columna 4 por la relación de intensidades $i_2/i_1 = (1 \text{ mm/h})/(2,0 \text{ mm/h}) = 0,5$, que corresponde al hidrograma buscado.

Tabla 11.6 Cálculo del hidrograma para duración dos horas y precipitación de 1mm

1 tiempo (h)	2 $Q_1 t$ ($m^3/s/mm$) HU t_{up1}	3 $Q_1 h(t+1)$ ($m^3/s/mm$) HU $(t_u+1)p_1$	4 $Q_2 h_{p1}$ ($m^3/s/mm$) HU $D'p_1$	HU $D'p_2$
0	0,0		0,00	0,00
1	0,5	0,0	0,50	0,25
2	2,5	0,5	3,00	1,50
3	5,0	2,5	7,50	3,75
4	3,0	5,0	8,00	4,00

Tabla 11.6 Cálculo del hidrograma para duración dos horas y precipitación de 1mm (continuación)

1 tiempo (h)	2 Q_{1ht} ($m^3/s/mm$) HU t_{up1}	3 $Q_{1h(t+1)}$ ($m^3/s/mm$) HU $(t+1)p1$	4 Q_{2h_p1} ($m^3/s/mm$) HU $D'p1$	5 HU $D'p2$
5	1,0	3,0	4,00	2,00
6	0,0	1,0	1,00	0,50
		0,0	0,00	0,00

Al realizar la gráfica de los hidrogramas obtenidos en cada paso se puede observar con mayor claridad los hidrogramas calculados, como se ilustra en la Figura 11.9.

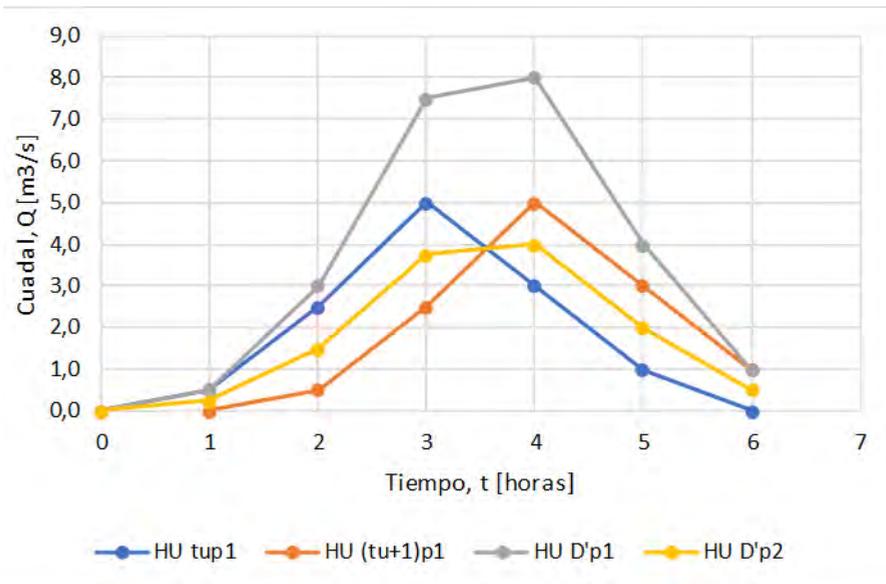


Figura 11.9

Gráfica de los hidrogramas para cada duración y para cada lluvia neta.

11.11. MÉTODO DEL HIDROGRAMA EN S

Una gran cantidad de textos de hidrología apuntan a que el hidrograma en S es el hidrograma de escorrentía directa producido por una lluvia efectiva de intensidad constante igual a 1 mm/h y con una duración infinita ante la cual la curva resultante es estrictamente creciente hasta alcanzar su valor máximo en el cual se estabiliza. Gráficamente, el hidrograma en S se ilustra en la Figura 11-10.

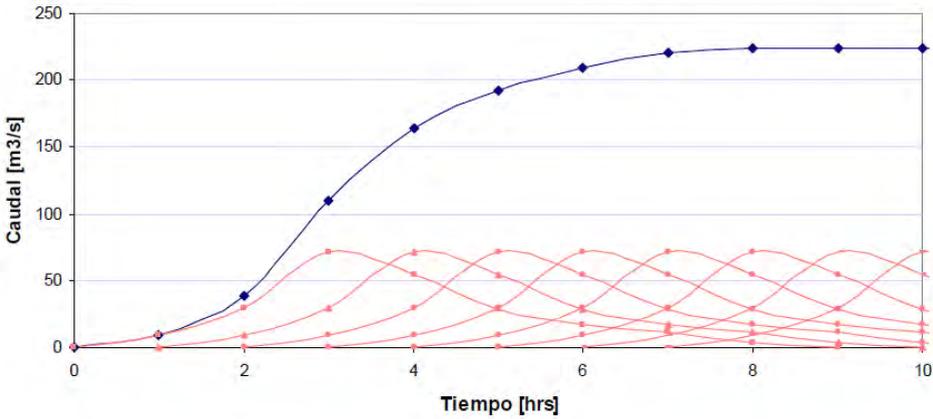


Figura 11.10
Gráfica del hidrograma en S.

La justificación de usar el hidrograma en S, es que el principio de proporcionalidad se inhabilita al querer obtener un hidrograma unitario cuando la duración D' de la nueva precipitación es menor a t_u , o mayor a t_u pero no submúltiplo, que es un caso diferente a los presentados como los Casos a y b. Para este caso se obtiene la Curva S al superponer un hidrograma unitario de t_u horas durante un tiempo indefinido, lo que representaría un hidrograma de duración infinita, correspondiente a una escorrentía de intensidad $1/t_u$, ya que la precipitación neta es unitaria.

Para obtener la curva S para el hidrograma unitario de duración t_u y p_1 se adopta el siguiente procedimiento propuesto por Bedient et al. (2013).

1. Se colocan los H.U. desplazados en la duración t_u , luego se suman para cada intervalo $\Delta t (\leq t_u)$, las ordenadas de los hidrogramas unitarios, obteniéndose así, la Curva S. Para conformar la curva S se requiere del orden de t_u/t_u hidrogramas.
2. Desplazar la curva S un intervalo de tiempo de D' .
3. Restar a la curva S primera la curva S segunda, con ello se obtiene las ordenadas del hidrograma de duración D' y precipitación $(D'/t_u \cdot p_1)$.
4. Multiplicar el hidrograma resultante por la relación $(t_u/D') (p_2/p_1)$. Se obtiene así las ordenadas del hidrograma de duración D' y p_2 .

Gráficamente el procedimiento se muestra en la Figura 11.11.

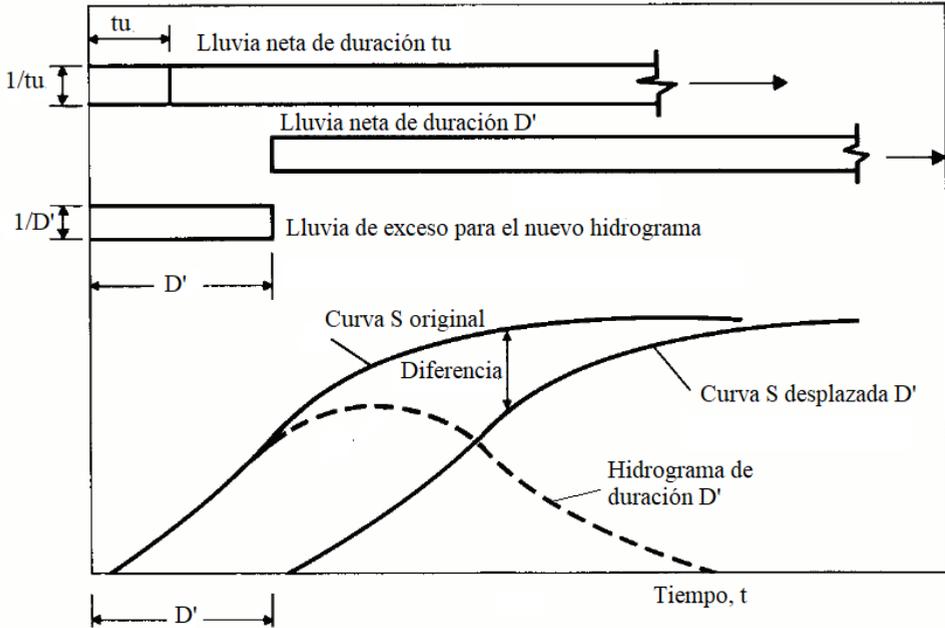


Figura 11.11

Obtención de un hidrograma de duración D' a partir de la Curva S.

Fuente Adaptada de (Bedient et al., 2013, p. 98).

Si el Ejemplo 11.2, se solucionase por este método del hidrograma en S, donde $D' = 2$ horas, se obtendrá al mismo resultado.

Para ilustrar el método, a continuación, se presenta un ejemplo numérico de construcción de la curva S y del cálculo de los hidrogramas respectivos.

Ejemplo 11.3

A partir del hidrograma de escorrentía neta que se presenta en la Tabla 11.7, que corresponde a una cuenca con un área de $24,3 \text{ km}^2$ y una duración unitaria $t_u = 1\text{h}$ realizar la construcción de curva S. Adaptado de (Monsalve, 1999, p. 212).

Tabla 11.7 Datos del hidrograma conocido.

t (h)	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Q (m^3/s)	0	5	10	20	15	10	5	2,5	0

Se solicita encontrar:

La altura de precipitación efectiva

La curva S

Solución

Precipitación efectiva:

Se grafica los datos para observar la forma del hidrograma como se ilustra en Figura 11.12.

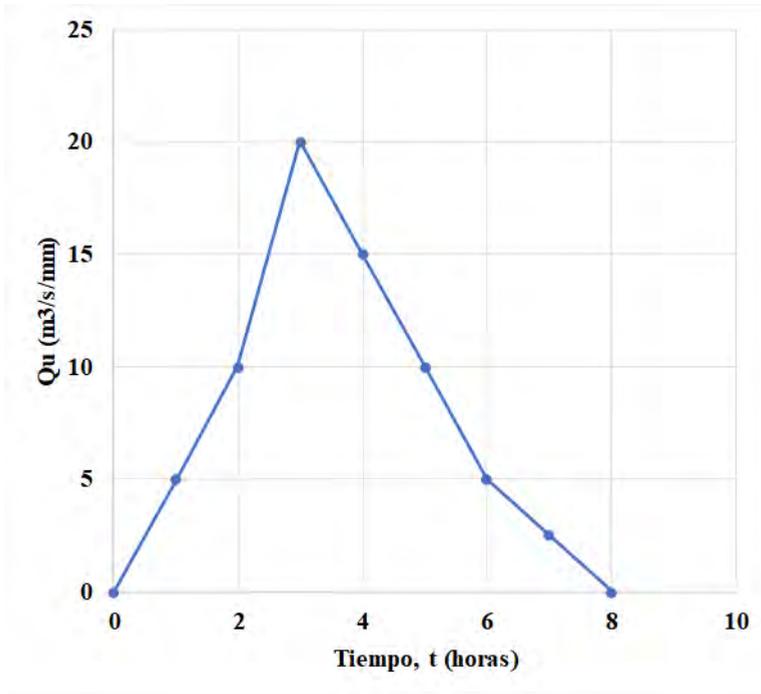


Figura 11.12
Hidrograma de creciente.

Se calcula el área bajo la curva del hidrograma, para ello se usa el método de coordenadas, descrito anteriormente, de lo cual se obtiene un volumen de 243.000 m³/s.

La precipitación efectiva (p_e) se calcula dividiendo el volumen de escorrentía directa sobre el área así:

$$p_e = (243.000 \text{ m}^3/\text{s}) / (24,3 \cdot 10^6 \text{ m}^2) = 10 \text{ mm.}$$

Curva S.

Se encuentra el hidrograma unitario dividiendo las ordenadas del caudal entre la precipitación efectiva, $p_e = 10\text{mm}$, al realizar dicho procedimiento se obtiene los datos de la Tabla 11-2.73.

Tabla 11.8 Cálculo del hidrograma unitario para $t_u = 1$ hora y $p_e = 1\text{mm}$.

t (h)	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Q (m ³ /s)	0	0,5	1	2	1,5	1	0,5	0,25	0

Se desplaza los hidrogramas unitarios, t_b/t_u veces: $8\text{h}/1\text{h} = 8$ veces y luego se suman las filas para cada intervalo de tiempo del hidrograma como se observa en la Tabla 11.9.

Tabla 11.9 Cálculo del hidrograma unitario en S.

T (h)	Q (m ³ /s/mm)								Curva S
0	0								0
1	0,5	0							0,5
2	1	0,5	0						1,5
3	2	1	0,5	0					3,5
4	1,5	2	1	0,5	0				5
5	1	1,5	2	1	0,5	0			6
6	0,5	1	1,5	2	1	0,5	0		6,5
7	0,25	0,5	1	1,5	2	1	0,5	0	6,75
8	0	0,25	0,5	1	1,5	2	1	0,5	6,75

Al graficar la columna de la Curva S contra la primera columna del tiempo, se obtiene la Figura 11.13. La curva S corresponde a 1 mm de lluvia neta y 1 hora de duración de lluvia neta.

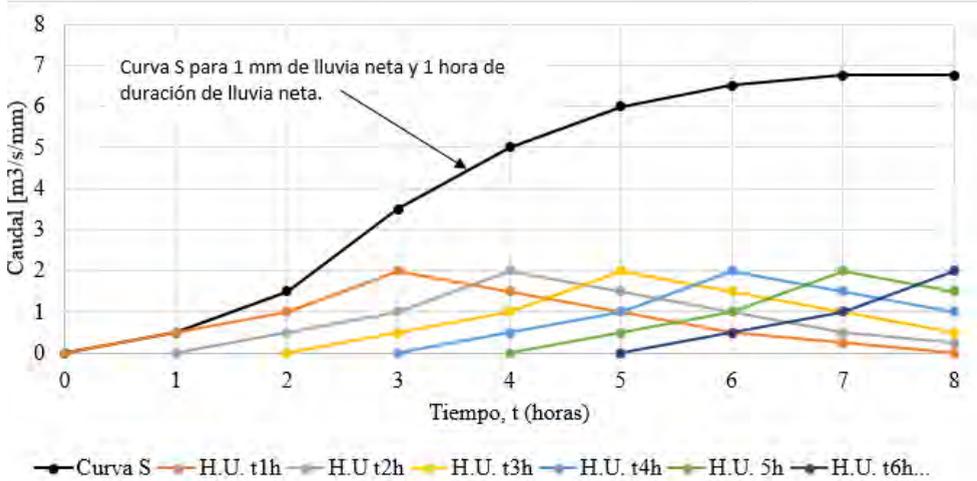


Figura 11.13
Curva del hidrograma en S.

Se recomienda que el intervalo de tiempo Δt para describir el hidrograma unitario sea menor o igual a la duración de la lluvia efectiva t_u , y lo suficientemente pequeño para capturar los detalles de dicho hidrograma (Monsalve, 1999).

Ejemplo 11.4

Resolver el Ejemplo 11.2 utilizando el método de la Curva S.

Solución

Para este caso se tiene $p_1 = 1\text{mm}$, duración de la lluvia $t_u = 1\text{ hora}$, $p_2 = 0,5\text{ mm}$ y $D' = 3\text{ horas}$.

Se calcula el factor multiplicador $K = (p_2/p_1) (t_u/D') = (0,5\text{mm}/1\text{mm}) (1\text{h}/3\text{h}) = 1/6$. Por lo tanto, el número de hidrogramas necesarios para completar la curva S es $t_b/t_u = 6/1 = 6$.

La solución al problema se indica en la Tabla 11.10, donde:

Columna 1:

Corresponde al intervalo de tiempo Δt del hidrograma unitario dado o conocido.

Columnas 2-7:

Corresponden a las ordenadas del hidrograma unitario dado o conocido desfasado cada $t_u = 1\text{ hora}$, para un total de 6 hidrogramas ($t_b/t_u = 6/1 = 6$).

Columna 8:

Corresponde a la suma de las filas de los hidrogramas desplazados hasta encontrar el valor máximo, lo que equivale a la Curva S.

Columna 9:

Es el desfase de la primera curva S, una duración de $d = 2$ horas.

Columna 10:

Se resta las ordenadas de las dos curvas S hora a hora y se obtiene un hidrograma de duración $D' = 2$ horas con precipitación $p' = (t_u/D')$ pl.

Columna 11:

Se multiplican las ordenadas del hidrograma de la Columna 10 por el factor multiplicador $K = 0,5$ y se obtiene el hidrograma buscado.

Nótese que los valores del hidrograma son iguales a los obtenidos en el Ejemplo 11.2, a través del método de superposición, ello debido a que este ejemplo pertenece al Caso b, donde $D' = 2t_u$. La aplicación del método del hidrograma en S es más dispendiosa para este caso, ya que se puede solucionar por el método de superposición, que es más simplificado.

Tabla 11.10 Cálculo del hidrograma para duración 2 horas y precipitación 1mm

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
#HU	1	2	3	4	5	6				
tiempo	Q1ht	Q1h(t+1)					Curva	Curva	HU1	HU1
(h)	(m3/s/mm)	(m3/s/mm)								
	H1	HU1h	HU2h	HU3h	HU4h	HU5h	S tu	S D'	(p', D')	(p2, D')
0	0,0						0,0		0,00	0,00
1	0,5	0,0					0,5		0,50	0,25
2	2,5	0,5	0,0				3,0	0,0	3,00	1,50
3	5,0	2,5	0,5	0,0			8,0	0,5	7,50	3,75
4	3,0	5,0	2,5	0,5	0,0		11,0	3,0	8,00	4,00
5	1,0	3,0	5,0	2,5	0,5	0,0	12,0	8,0	4,00	2,00
6	0,0	1,0	3,0	5,0	2,5	0,5	12,0	11,0	1,00	0,50
7		0,0	1,0	3,0	5,0	2,5	12,0	12,0	0,00	0,00
8			0,0	1,0	3,0	5,0	12,0	12,0		
9				0,0	1,0	3,0		12,0		
10					0,0	1,0				
11						0,0				

Al realizar la gráfica de los hidrogramas obtenidos en cada paso se puede observar con mayor claridad los hidrogramas calculados, como se ilustra en la Figura 11.14.

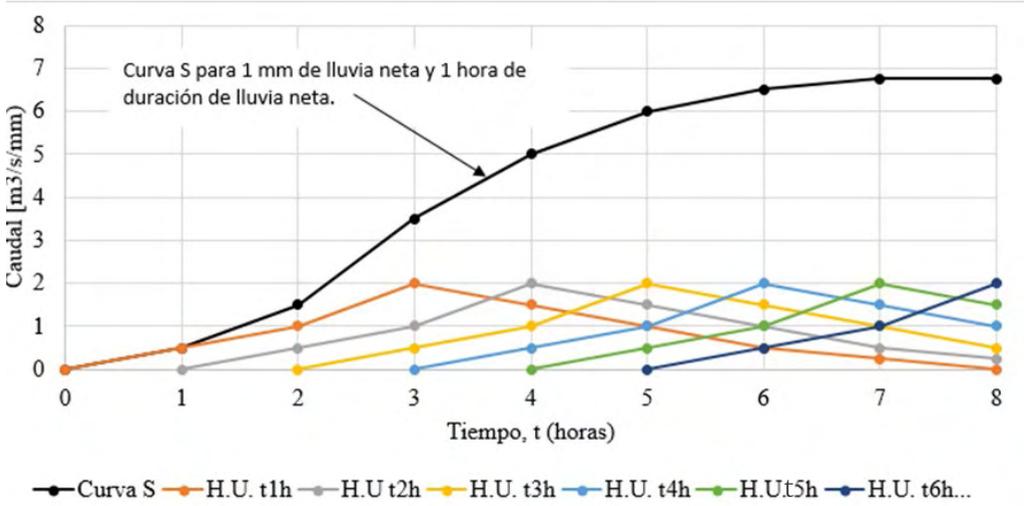


Figura 11.14

Gráfica de la curva S y los hidrogramas para cada duración y para cada lluvia neta.

12 RELACIÓN LLUVIA-ESCORRENTÍA

12.1 GENERALIDADES

La escorrentía superficial se expresa a través del flujo de agua en un río. Cuando la lluvia cae sobre la superficie terrestre, comienza a moverse de acuerdo con la ley de la gravedad hacia las zonas más bajas. La precipitación contribuye al flujo de agua en ríos mediante la escorrentía superficial directa, el flujo subsuperficial, el flujo de base de las aguas subterráneas y la precipitación que cae directamente sobre la superficie del canal del río (Han, 2010).

Como resultado de las contribuciones al flujo del agua se pueden presentar básicamente tres tipos de flujos en fuentes de agua superficial:

- a) **Las fuentes perennes**, en las que el lecho del canal nunca se seca;
- b) **Las fuentes intermitentes**, donde el lecho del canal en las temporadas secas del año puede tener algunos tramos que son intercaladamente abastecidos con tramos provenientes de flujo superficial y otros con agua subsuperficial;
- c) **Las fuentes efímeras**, en las que el agua únicamente fluye después de la lluvia.

Para que ocurran los cursos de agua perennes se requiere que el nivel de aguas subterráneas intercepte el lecho de la fuente; de lo contrario la infiltración podría provocar el secado del curso de agua. Por lo tanto, mientras el nivel de agua subterránea asciende o desciende en respuesta a las lluvias, el flujo en la red de canales del curso de agua se puede expandir o contraer (Mosley y Mckerchar, 1993).

De acuerdo con Shaw (1994), la derivación de las relaciones entre la precipitación sobre un área de captación y el caudal resultante en un río es un problema fundamental para el hidrólogo. En la mayoría de los países, usualmente hay muchos registros de precipitaciones, pero las más elaboradas y costosas mediciones de caudales, que son las que necesita el ingeniero para la evaluación de los recursos hídricos o de picos de inundación dañinos, a menudo son limitadas y rara vez están disponibles para un río específico sujeto de estudio.

Complementariamente, cabe mencionar que según Aparicio-Mijares (1992), es sumamente común que no se cuente con registros adecuados de

escurrimiento en el sitio de interés para determinar los parámetros necesarios para el diseño y operación de obras hidráulicas. En general, los registros de precipitación son más abundantes que los de escurrimiento y, además, no se afectan por cambios en la cuenca, como construcción de obras de almacenamiento y derivación, talas, urbanización, etc. Por ello, es conveniente contar con métodos que permitan determinar el escurrimiento en una cuenca mediante las características de la misma y la precipitación. Las características de la cuenca se conocen por medio de imágenes satelitales y planos topográficos y de uso de suelo; por su parte, la precipitación se conoce a través de mediciones directas en el caso de predicción de avenidas frecuentes, o bien usando los métodos comentados anteriormente en este texto.

El flujo en un río está controlado primordialmente por variaciones en la precipitación. Las relaciones entre precipitación y escorrentía y los métodos para distribuir la escorrentía a través del tiempo son la base para una predicción eficaz de la operación de proyectos hidráulicos, para la extensión de registros de caudal en ríos con estaciones hidrográficas y para la estimación de caudales en ríos sin estaciones de medida (Linsley et al., 1977).

En el presente capítulo se abordarán los fundamentos teóricos y conceptuales que permiten la transformación de datos de lluvia en datos de escorrentía, fundamentales para la estimación de caudales pico y para el análisis y dimensionamiento de obras de drenaje, y de transporte tanto urbano como rural.

12.2 RELACIONES LLUVIA ESCURRIMIENTO

La estimación de los caudales pico en pequeñas y medianas cuencas de drenaje rurales es probablemente la aplicación más común de la estimación de inundaciones por su importancia económica. Un gran número de estructuras hidráulicas tienen su dimensionamiento condicionado a la predeterminación del caudal máximo probable en una sección de un curso de agua; como ejemplos pueden ser citados los box-culverts, pontones, las secciones de escurrimiento de puentes, alcantarillados, calzadas y otras obras de drenaje, aliviaderos en represas para áreas agrícolas y de irrigación, así como pequeñas presas, diques de protección contra inundaciones y obras para conservación del suelo. No es posible definir con precisión lo que correspondería a tamaños “pequeños” y “medianos”, pero los límites superiores de 25 km² y 500 km² pueden ser considerados respectivamente como guía general (Pilgrim y Corderi, 1993; Nogueira-Garcez y Acosta-Alvarez, 1988).

El proceso de lluvia-escorrentía es relativamente complejo; a pesar de ello, la práctica de estimar la escorrentía como un porcentaje de la

precipitación es el procedimiento más comúnmente usado en el diseño de sistemas urbanos de drenaje de aguas lluvias, conductos de desagüe en carreteras y muchas estructuras de pequeño porte para el control de aguas (Linsley et al., 1977).

Los principales parámetros que intervienen en el proceso de conversión de lluvia a escurrimiento son:

- Área de la cuenca.
- Altura total de precipitación.
- Características generales o promedio de la cuenca (forma, pendiente, vegetación, etc.).
- Distribución de la lluvia en el tiempo.
- Distribución en el espacio de la lluvia y de las características de la cuenca.

Debido a que, por un lado, la cantidad y calidad de la información disponible varían grandemente de un problema a otro y a que, por otro, no siempre se requiere la misma precisión en los resultados, se han desarrollado una gran cantidad de métodos para analizar la relación lluvia-escurrimiento (Aparicio-Mijares, 1992). Adicionalmente, según Breña-Puyol y Jacobo-Villa (2006), la falta de información en diversas cuencas hidrográficas ha propiciado el desarrollo de métodos para estimar el escurrimiento a partir de la precipitación que los origina (modelos de lluvia-escurrimiento).

Para el estudio de los modelos lluvia-escurrimiento se les ha clasificado de acuerdo con la información requerida como métodos empíricos y método del hidrograma unitario, los cuales se detallan a continuación

12.2.1. Métodos empíricos

Se han desarrollado dos tipos de métodos: en los primeros únicamente se requiere para su aplicación de las características fisiográficas de la cuenca donde se localiza la corriente en análisis; en los otros métodos se utilizan en forma simultánea tanto las características fisiográficas como los datos de precipitación.

Los métodos empíricos se han estructurado a través de ecuaciones matemáticas, en las que intervienen algunas de las características de la cuenca, así como condiciones del uso del suelo, pendiente del terreno, longitud o pendiente del cauce principal y la intensidad o altura de lluvia total que produce el gasto máximo.

Un aspecto fundamental de este tipo de métodos es que únicamente proporcionan el caudal máximo o caudal pico. Entre dichos métodos se

encuentran el Método de las Envolventes y el Método Racional, en el presente capítulo se dedicará un espacio específico al abordaje del Método Racional ya que es ampliamente utilizado en el análisis y diseño de sistemas de drenaje urbano y rural de pequeñas dimensiones.

12.2.2. Método del hidrograma unitario

En este tipo de métodos es necesario tener disponible, en la cuenca de estudio, registros simultáneos de lluvias y escurrimientos. Según Villela y Mattos (1975), no es común conocer todos los datos necesarios para el establecimiento del hidrograma unitario de una cuenca; sin embargo, principalmente para efectos de realizar simulaciones matemáticas, normalmente de utilidad en los estudios de múltiples aprovechamientos de cuencas hidrográficas se hace necesario establecer el hidrograma unitario de la cuenca, aunque sea de manera aproximada, motivo por el cual se debe recurrir a hidrogramas unitarios sintéticos.

El método, al cual también se le dedicará parte del presente capítulo dada su alta importancia para los estudios hidrológicos, se refiere al hidrograma unitario sintético desarrollado originalmente por Sherman en 1932. Las tres hipótesis fundamentales del método del hidrograma unitario son las siguientes:

- a) Tiempo base constante;
- b) Linealidad o proporcionalidad y
- c) Superposición de causas y efectos, aspectos que serán analizados en el ítem 12.4.

12.3. MÉTODO RACIONAL

Según Shaw (1994), la primera preocupación de un ingeniero involucrado en trabajos de construcción en un río o cerca de él es formarse una idea del régimen de caudal del río a lo largo de la vida útil propuesta para el proyecto. Esto generalmente significa que el diseñador desea conocer los niveles de crecientes y la posibilidad de que ocurran grandes inundaciones; para ello, el hidrólogo deberá estimar los caudales máximos probables del río en el punto en cuestión. Antiguamente, el ingeniero haría sus propios cálculos con base en información local disponible; en caso de no encontrar registros de una estación de aforo fluvial se buscaría evidencia histórica de picos de inundaciones, así como los registros de lluvias.

De acuerdo con Monsalve (1999), usualmente la escorrentía superficial que se desea conocer es aquella que resulta de una lluvia capaz de producir una creciente en el curso o corriente de agua en estudio. En general, se puede desear conocer la escorrentía superficial resultante de una lluvia cualquiera.

La aplicación del método racional se basa en el desarrollo de la ecuación:

$$Q = \frac{C * I * A}{3,6} \quad [12.1]$$

Donde:

C : Coeficiente de escorrentía

I : intensidad (mm/h)

A : Área de la subcuenca (km²)

Según Monsalve (1999), de la definición del coeficiente de escorrentía se tendría que:

$$C = \frac{V. \text{escorrentía superficial total}}{V. \text{precipitado total}} = \frac{V_E}{V_p} = \frac{\frac{V_E}{t}}{\frac{V_p}{t}} \quad [12.2]$$

Los coeficientes de escorrentía se pueden obtener a partir de los valores reportados por Chow et al., (1988) para la ciudad de Austin (Texas), para diferentes periodos de retorno. Algunos valores típicamente utilizados se presentan a continuación en las Tabla 12.1 y Tabla 12.2.

Tabla 12.1 Valores del coeficiente de escorrentía en áreas urbanas

Tipo de área de drenaje	Coeficiente de escorrentía C
Prados	
Suelos arenosos, planos, 2%	0,05 - 0,10
Suelos arenosos, promedio, 2 -7%	0,15 - 0,20
Suelos pesados (arcillosos), planos, 2%	0,13 - 0,17
Suelos pesados (arcillosos), promedio, 2 -7%	0,18 - 0,22
Suelos pesados (arcillosos), pendientes, 7%	0,25 - 0,35
Distritos comerciales	
Áreas de centro de ciudad	0,70 - 0,95
Áreas vecinas	0,50 - 0,70
Residencial	
Casas individuales separadas	0,30 - 0,50
Casas multifamiliares separadas	0,40 - 0,60
Casas multifamiliares unidas	0,60 - 0,75
Suburbana	0,25 - 0,40
Áreas de apartamentos de vivienda	0,50 - 0,70

Fuente: Adaptado de (República de Colombia-INVIAS, 2009, p. 2-39)

Hidrología Básica

Tabla 12.2 Valores del coeficiente de escorrentía en áreas urbanas - continuación-

Tipo de área de drenaje	Coeficiente de escorrentía C
Industrial	
Áreas livianas	0,50 - 0,80
Áreas pesadas	0,60 - 0,90
Parques cementerios	0,10 - 0,25
Campos de juegos	0,20 - 0,35
Áreas de patios de ferrocarriles	0,20 - 0,40
Áreas no desarrolladas	0,10 - 0,30
Calles	
Asfaltadas	0,70 - 0,95
Concreto	0,80 - 0,95
Ladrillo	0,70 - 0,85
Calzadas y alamedas	0,75 - 0,85
Techos	0,75 - 0,95

Fuente: Adaptado de (República de Colombia-INVIAS, 2009, p. 2-39)

La Tabla 12.3 presenta valores del coeficiente de escorrentía comúnmente utilizados para áreas rurales, datos basados en lo reportado en el Manual de drenaje para carreteras publicado por el Instituto Nacional de Vías, adscrito al Ministerio de Transporte del gobierno colombiano.

Tabla 12.3 Valores del coeficiente de escorrentía en áreas rurales

Vegetación y Topografía	Textura del suelo		
	Franco arenoso	Franco limo arcilloso	Arcilloso
Bosques			
Plano	0,10	0,30	0,40
Ondulado	0,25	0,35	0,50
Montañoso	0,30	0,50	0,60
Pastos			
Plano	0,10	0,30	0,40
Ondulado	0,16	0,36	0,55
Montañoso	0,22	0,42	0,60
Tierras cultivadas			
Plano	0,30	0,50	0,60
Ondulado	0,40	0,60	0,70
Montañoso	0,52	0,72	0,82
Nota: Terreno Plano (pendiente 0-5%); Terreno Ondulado (pendiente 5-10%); Terreno Montañoso (pendiente 10-30%). Para valores > 30%, a falta de datos, utilizar los valores para pendientes entre el 10 y el 30%.			

Fuente: Adaptado de (República de Colombia-INVIAS, 2009, p. 2-40).

Souza-Pinto (1976) manifiesta que, pese a que la denominación de racional proporcione una impresión de seguridad, la fórmula debe ser manejada con extrema cautela, pues involucra diversas simplificaciones y coeficientes cuya comprensión y evaluación tienen mucho de subjetivo. La Ecuación 12.2 traduce la concepción básica de que el máximo caudal, provocado por una lluvia de intensidad uniforme, ocurre cuando todas las partes de la cuenca entran a contribuir con escurrimiento para la sección de drenaje. El tiempo necesario para que ello ocurra, medido a partir del inicio de la lluvia, es lo que se denomina “tiempo de concentración de la hoya”, concepto que se abordará en el ítem 12.3.1 y que había sido descrito previamente en el Capítulo 6.

En el raciocinio anteriormente comentado se ignora la complejidad real del procesamiento del escurrimiento, sin considerar, en especial el almacenamiento de agua en la cuenca y las variaciones de intensidad y del coeficiente de escurrimiento, durante el transcurso de la precipitación. La imprecisión en el empleo del método será más significativa cuanto mayor sea el área de la cuenca, porque las hipótesis anteriores se hacen cada vez más improbables. Por otro lado, su simplicidad de aplicación y la facilidad del conocimiento y control de los factores a ser considerados hacen de este método de uso bastante difundido en el estudio de crecientes en pequeñas cuencas hidrográficas (Souza-Pinto, 1976).

12.3.1. Tiempos de concentración de cuencas hidrográficas

A partir de las características de las cuencas hidrográficas se puede determinar los tiempos de concentración con base en las ecuaciones presentada en el Capítulo 6.

12.3.2. Determinación de la intensidad de la precipitación de diseño

El modelamiento hidrológico debe realizarse a partir de las curvas Intensidad, Duración, Periodo de Retorno provenientes de una estación climatológica lo más cercana posible a la zona de estudio. Para el territorio colombiano las estaciones climatológicas poseen un código específico; que por ejemplo para el caso de Obonuco, en el municipio de Pasto posee el Código: 5204501, código asignado por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM).

En particular, para la estación antes mencionada se disponen de datos actualizados por el Grupo de Investigación en Ingeniería de los Recursos Hídricos (GIREH), de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá, mediante Contrato 113 de 2016, que se encuentra disponible en: http://www.ideam.gov.co/curvas-idf/-/document_library_display.

Hidrología Básica

Los valores de la intensidad de precipitación para la estación Obonuco se pueden obtener a partir de la ecuación genérica:

$$I = \frac{C_1}{(D + X_0)^{C_2}} \quad [12.4]$$

Donde:

I: Intensidad de la precipitación (mm/h), para una duración dada

D: Duración de la precipitación sobre el lugar de estudio (min)

C₁, X₀ y C₂: Valores generados por el IDEAM, para ser reemplazados en la fórmula, en función del periodo de retorno, en años, para el fenómeno analizado (disponible en: http://www.ideam.gov.co/curvas-idf/-/document_library_display), los cuales se presentan a continuación en la Tabla 12.4.

Tabla 12.4 Parámetros para uso en la fórmula para estimación de intensidad de lluvia para la estación Obonuco (municipio de Pasto)

Periodo de retorno (años)	C ₁	X ₀	C ₂
2	324,55	9,852	0,755
3	420,001	9,048	0,784
5	541,556	8,702	0,812
10	712,396	8,593	0,841
25	951,158	8,649	0,87
50	1141,572	8,741	0,888
100	1339,746	8,845	0,903

A continuación, en la Figura 12.1 se presenta la familia de curvas generadas para periodos de retorno de 2, 3, 5, 10, 25, 50 y 100 años.

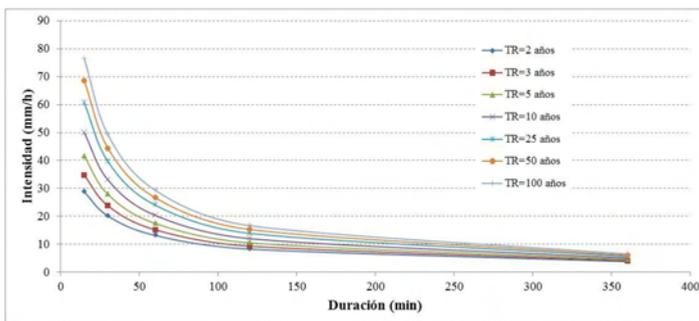


Figura 12.1 Curvas Intensidad - Duración - Periodo de Retorno para la estación Obonuco

Ejemplo 12.1

Calcular el tiempo de concentración para la Quebrada Blanco, localizada en el perímetro urbano del municipio de San Juan de Pasto a partir de los siguientes parámetros morfométricos:

Área de drenaje	: 1,16 km ²
Longitud cauce principal	: 2,35 km
Longitud río hasta divisoria	: 2,61 km (1,6218 millas)
Pendiente cauce principal	: 0,142979 m/m (14,30%)
Diferencia cotas cuenca	: 421 m (1381,23 pies)
Cota mayor río	: 2995 msnm
Cota menor río	: 2659 msnm
Diferencia cotas río principal	: 336 m (1102,36 pies)

Solución:

Cálculo de los tiempos de concentración. Se utilizan las ecuaciones presentadas en el Capítulo 6.

A partir de la ecuación de SCS - Ranser (Ec. 12.4):

$$T_c = 0,947 * \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0,385} = 0,947 * \left(\frac{2,61km^3}{336m} \right)^{0,385} = 0,3054h = 18,33 \text{ min} \quad [1]$$

Con base en la ecuación de California Highways and Public Works (Ec. 12.5):

$$T_c = 60 * \left(\frac{11,9 * L^3}{H} \right)^{0,385} = 60 * \left(\frac{11,9 * 1,6218millas^3}{1381,23pie} \right)^{0,385} = 16,82 \text{ min} \quad [2]$$

A partir de la ecuación de Kirpich (Ec. 12.6):

$$T_c = 0,06628 * \left(\frac{L}{S^{0,5}} \right)^{0,77} = 0,06628 * \left(\frac{2,35km}{0,142979m/m^{0,5}} \right)^{0,77} = 0,27h = 16,23 \text{ min} \quad [3]$$

Con base en la ecuación de Témez (Ec. 12.7):

$$T_c = 0,30 * \left(\frac{L}{S^{0,25}} \right)^{0,76} = 0,30 * \left(\frac{2,35km}{14,30\%^{0,25}} \right)^{0,76} = 0,346h = 20,79 \text{ min} \quad [4]$$

A partir de la ecuación de Giandotti (Ec. 12.8):

$$T_c = \frac{4 * A^{0,5} + 1,50 * L}{25,3 * (L * S)^{0,5}} = \frac{4 * (1,16 \text{ km}^2)^{0,5} + 1,50 * 2,35}{25,3 * (2,35 \text{ km} * 0,142979 \text{ m/m})^{0,5}} = 0,534 \text{ h} = 32,05 \text{ min} \quad [5]$$

Con base en la ecuación de Chow

$$T_c = 25,2 * \left(\frac{L}{S^{0,5}} \right)^{0,64} = 25,2 * \left(\frac{2,35 \text{ km}}{14,3\%^{0,5}} \right)^{0,64} = 18,58 \text{ min} \quad [6]$$

Ejemplo 12.2

Con base en los tiempos de concentración calculados en el Ejemplo 12.1 para la Quebrada Blanco, utilizando los datos de la estación climatológica Obonuco, determinar el valor de la intensidad de lluvia a ser utilizada para la estimación del caudal pico por medio del método Racional para un periodo de retorno de 50 años.

Se calcula el tiempo de concentración promedio usando todos los datos de la siguiente manera:

$$T_{c \text{ promedio}} = \frac{18,33 + 6,82 + 16,23 + 20,79 + 32,05 + 18,58 \text{ min}}{6} = \frac{112,8 \text{ min}}{6} = 18,8 \text{ min} \quad [7]$$

Es de notar que, si se realiza un análisis de Outliers, usando el método de Tukey para hallar los cuartiles, se encuentra que los valores de 6,82 min y 32,05 min, son valores atípicos moderados, y se descartan del promedio. Esto se puede observar en la Figura 12.2, en la cual se ilustra la dispersión alrededor del promedio.

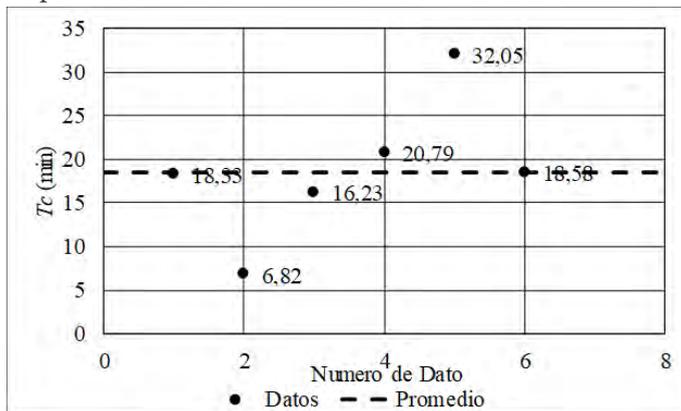


Figura 12.2 Valores del tiempo de concentración alrededor del promedio.

Por lo tanto, el promedio se modifica, obteniéndose el siguiente valor:

$$Tc_{promedio} = \frac{18,33+16,23+20,79+18,58\text{min}}{4} = \frac{73,93\text{min}}{4} = 18,48\text{min} \quad [8]$$

Con dicho tiempo de concentración se determina la intensidad de precipitación para la estación Obonuco mediante la Ecuación 12.10 así:

$$I = \frac{C_1}{(D + X_0)^{C_2}} \quad [9]$$

Donde:

I : Intensidad de la precipitación (mm/h)

D : Duración de la precipitación sobre el lugar de estudio (18,48 min)

C₁, X₀ y C₂: Para un periodo de retorno de 50 años se tienen los siguientes valores: C₁ = 1141,572, X₀ = 8,741 y C₂ = 0,888.

$$I = \frac{1141,572}{(18,48 + 8,741)^{0,888}} = 60,72\text{mm/h} \quad [10]$$

Ejemplo 12.3

Determinar el caudal pico esperable para la Quebrada Blanco con base en la precipitación de diseño.

Considere que el área de drenaje de la subcuenca es de 1,16 km² y que:

- 0,789 km² están constituidos por bosque sobre terreno ondulado en suelo arcilloso,
- 0,244 km² la conforman pastos sobre terreno franco limo arcilloso en terreno ondulado, y que
- 0,128 km² están ocupados por terreno plano con cultivos diversos en suelo franco limo arcilloso.

A partir de los datos de la Tabla 12-2.77 se obtiene que los coeficientes de escorrentía para cada tipo de cobertura del suelo son:

- 0,789 km² (68,02%), bosque sobre terreno ondulado en suelo arcilloso → C = 0,50
- 0,244 km² (21,03%), pastos sobre terreno ondulado en suelo franco limo arcilloso → C = 0,36

- 0,128 km² (11,03%), cultivos sobre terreno plano en suelo franco limo arcilloso → C = 0,50

Se calcula el coeficiente de escorrentía ponderado utilizando los datos de los tres tipos de cobertura del suelo y sus respectivos porcentajes así.

$$C_{ponderado} = (0,6802 * 0,50) + (0,2103 * 0,36) + (0,1103 * 0,50) = 0,471 \quad [1]$$

Con las informaciones pertinentes se aplica el método racional mediante la Ecuación 12.1 se tiene que el caudal pico es:

$$Q = \frac{C * I * A}{3,6} \quad [2]$$

Donde:

- C : Coeficiente de escorrentía ponderado = 0,471
 I : intensidad = 57,03 mm/h
 A : Área de la subcuenca = 1,16 km²

$$Q = \frac{0,471 * 60,72 * 1,16}{3,6} = 9,215 m^3 / s \quad [3]$$

12.4. MÉTODO DEL HIDROGRAMA UNITARIO

En el Capítulo 11 se presentaron los conceptos fundamentales del hidrograma unitario; en este capítulo se presenta en detalle la aplicación de los mismos. De acuerdo con Davie (2008), el concepto de un hidrograma unitario se propuso por Sherman, un ingeniero estadounidense primera vez entre los años 1920 y 1930. El concepto fundamental del hidrograma unitario es que la forma de un hidrograma de tormenta es determinada por las características físicas de la cuenca. La mayoría de esas características físicas son estáticas en el tiempo, por lo tanto, si puede encontrar un hidrograma promedio para un tamaño de tormenta en particular, se lo puede usar para predecir otros eventos de tormenta. En resumen: dos eventos de lluvia idénticos que caen en una cuenca con exactamente las mismas condiciones antecedentes deberían producir hidrogramas idénticos.

Mediante el HU un hidrólogo pretende predecir un hidrograma de tormenta futuro que resultará de una tormenta en particular. Esto es particularmente útil ya que proporciona además del caudal máximo de

escorrentía la variación temporal de la descarga. Sherman define un hidrograma unitario como “el hidrograma de la escorrentía superficial resultante de lluvia efectiva cayendo en una unidad de tiempo como 1 hora o 1 día”. El término lluvia efectiva se refiere a la lluvia que contribuye al hidrograma de la tormenta; a menudo se supone que es la lluvia que no se infiltra en el suelo y se mueve hacia la corriente como flujo terrestre.

Según Monsalve (1999), en el hidrograma unitario, la altura de la lluvia neta corresponde con la altura de escorrentía superficial total del hidrograma unitario, y se puede definir por medio de la expresión:

$$d * A = \int_0^t Q_E dt \quad [12.5]$$

Donde:

d : Lluvia neta total (mm)

A : Área de drenaje (km²)

Q_E : Escorrentía superficial total (m³/s)

t : Tiempo del hidrograma unitario de la cuenca (h)

Uno de los métodos más utilizados para procesar los datos de lluvia directa y convertirlos en un caudal de salida en la unidad hidrológica es el método del HU. Este método se ha transformado algo con el tiempo, pero sigue siendo en el fondo el mismo sistema (Bateman, 2007).

12.4.1. Uso de hidrogramas unitarios sintéticos para determinación del caudal de pico

Según Villela y Mattos (1975), no es común disponer de los datos necesarios para determinar el hidrograma unitario de una cuenca hidrográfica, que correspondería al hidrograma resultante de un escurrimiento superficial de volumen unitario. Por tal motivo, para efectos de realizar simulaciones matemáticas de utilidad en los estudios de aprovechamiento múltiple de las cuencas, se ha hecho necesario recurrir a la generación de hidrogramas unitarios sintéticos.

Como complemento a lo anterior, de acuerdo con Sousa-Pinto (1976), las diversas características del área drenada deben, en mayor o menor grado, influenciar las condiciones de escorrentía y contribuir a la forma final del hidrograma unitario. Ese hecho, asociado a la frecuente necesidad de establecer relaciones hidrológicas en ríos desprovistos de estaciones hidrométricas, sugirió el estudio de la síntesis de hidrogramas, independientemente de la existencia de datos hidrológicos, y el desarrollo de métodos para la obtención del llamado hidrograma unitario sintético.

12.4.2. Método del SCS para determinar la precipitación efectiva

El Soil Conservation Service (SCS) desarrolló un hidrograma unitario adimensional a partir de una serie de hidrógrafas observadas en diferentes cuencas de diversos tamaños y localizadas en diferentes partes de los Estados Unidos. El propósito fundamental fue determinar la escorrentía superficial producida en una cuenca a partir de las abstracciones (o sustracciones) de las precipitaciones de una tormenta.

En método se basa en el concepto que, para toda tormenta, la precipitación en exceso “Pe” es siempre menor o igual a la altura de precipitación “P”; de una manera similar, después de iniciado el escurrimiento, la profundidad de agua retenida en la cuenca “Fa” es menor o igual a la retención potencial máxima “S”. Existe una cantidad de precipitación “Ia” (denominada abstracción inicial antes del encharcamiento) para la cual no se produce escorrentía superficial. Por lo tanto, el escurrimiento potencial es P-Ia

La hipótesis del método de SCS consiste en que las relaciones entre las cantidades reales y las potenciales de retención y de precipitación efectiva son constantes, es decir:

$$\frac{Fa}{S} = \frac{Pe}{P - Ia} \quad [12.6]$$

De acuerdo con USDA (1986), la ecuación básica para el cálculo de la precipitación en exceso o escurrimiento superficial de una tormenta utilizando el método del SCS es:

$$Pe = \frac{(P - Ia)^2}{P - Ia + S} \quad [12.7]$$

Al analizar los resultados obtenidos para un gran número de cuencas experimentales de pequeñas dimensiones, el SCS desarrolló una ecuación empírica:

$$Ia = 0,2 * S \quad [2.8]$$

Por lo tanto:

$$Pe = \frac{(P - (0,2 * S))^2}{P - (0,2 * S) + S} = \frac{(P - (0,2 * S))^2}{P + (0,8 * S)} \quad [12.9]$$

En la ecuación, tanto P como S están expresados en pulgadas; dicha fórmula es válida para $P \geq 0,2*S$; si $(P - 0,2*S) \leq 0$, entonces $Pe = 0$.

En vista que la máxima retención potencial “S” varía de manera muy amplia, es más apropiado expresarla en términos del número de curva de escorrentía CN, un entero cuyo valor que varía en el rango de 1 a 100.

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad [12.10]$$

Donde:

S : Máxima retención potencial (mm)

CN : Número de curva de escorrentía (adimensional).

Para CN = 100, S = 0 mm; y para CN = 1, S = 25146 mm. De esta manera, las abstracciones totales “A” (incluyendo intercepción, detención superficial e infiltración propiamente dicha) son iguales A:

$$A = P - Pe \quad [12.11]$$

La precipitación efectiva dependerá de las condiciones de humedecimiento o saturación del terreno sobre el que cae la lluvia; las cuales según el SCS pueden ser expresadas a partir de tres niveles de condición de humedad antecedente (AMC).

Según la cantidad de precipitación acumulada de los cinco días previos al evento en consideración, tales condiciones son:

AMC I: 0 a 36 mm de precipitación acumulada,

AMC II: 36,1 a 52,2 mm de precipitación acumulada,

AMC III: más de 52,2 mm de precipitación acumulada.

Normalmente los cálculos se realizan usando los números de curva de escorrentía para la condición CN II, pero cuando se desea considerar que hubo lluvias acumuladas en los 5 días anteriores se debe considerar la condición CN III. A continuación, la Figura 12.3 presenta la solución a las ecuaciones de precipitación efectiva Pe y máxima retención potencial S para diversos números de curva bajo la condición AMC II, de acuerdo a USDA (1986).

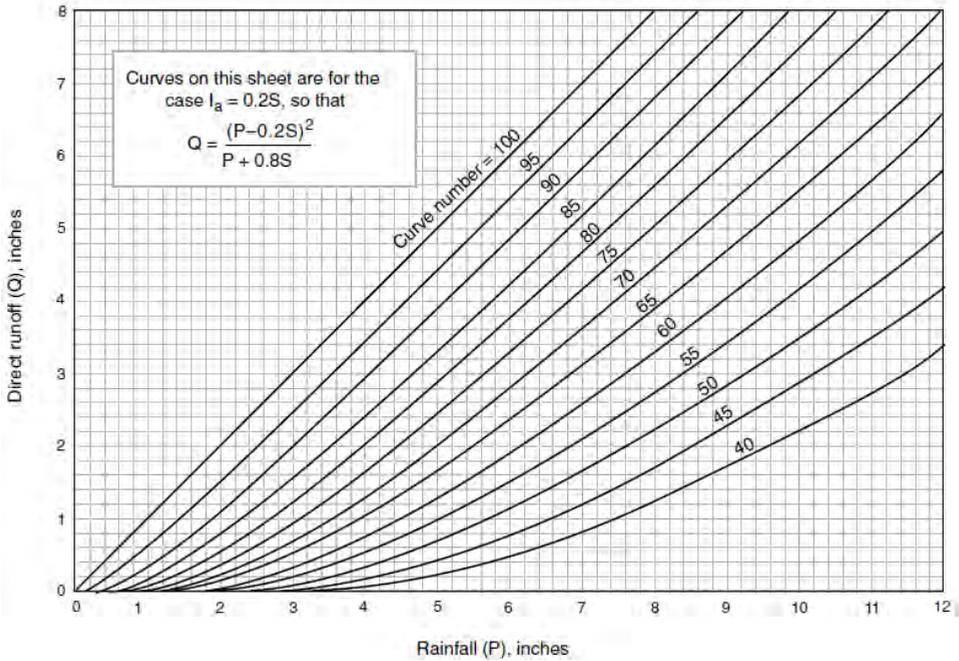


Figura 12.3

Solución a la ecuación de precipitación efectiva.

Fuente: (USDA, 1986, p. 2-2)

Existe una serie de tablas de número de curva de escorrentía CN para un promedio de la condición AMC II para varias coberturas hidrológicas del suelo, considerando dichas coberturas para áreas urbanas (adoptando los porcentajes de suelo impermeable), áreas agrícolas cultivadas y para otros tipos de tierras agrícolas, para tres diferentes condiciones hidrológicas del suelo: buena, regular o mala, según el porcentaje de suelo cubierto por vegetación.

Para cada tipo de curva de escorrentía se considera una clasificación hidrológica de los suelos estudiados según su permeabilidad, profundidad del estrato permeable y presencia de nivel freático, criterios a partir de los cuales se definen cuatro grupos A, B, C, y D, de acuerdo con el potencial de escurrimiento, que según Chow et al. (1988) se clasifican así:

- Bajo potencial de escorrentía (arena profunda, suelos profundos depositados por el viento, limos agregados),
- Moderadamente bajo potencial de escorrentía (suelos poco profundos depositados por el viento, marga arenosa),
- Moderadamente alto potencial de escorrentía (margas arcillosas, margas arenosas poco profundas, suelo con bajo contenido de materia orgánica y con alto contenido de arcilla),

- Alto potencial de escorrentía (suelos que se expanden significativamente cuando se mojan, arcillas altamente plásticas y ciertos suelos salinos).

Según la ASCE (1996), las capacidades de infiltración de dichos grupos de suelos son:

- Suelos del grupo A > 0,3 pg/h,
- suelos del grupo B entre 0,15 y 0,3 pg/h,
- suelos del grupo C entre 0,05 y 0,15 pg/h, y
- suelos del grupo D entre 0 y 0,05 pg/h.

De acuerdo con Chow et al. (1988), los números de curva ilustrados en la Figura 12.3 corresponden a condiciones de humedad antecedente normales. Para las condiciones de humedad antecedente seca (AMC I) o para las condiciones de humedad correspondientes a CN III, los números de curva equivalentes se pueden calcular a partir de las Fórmulas 12.18 y 12.19:

$$CN(I) = \frac{4,2 * CN(II)}{10 - 0,058 * CN(II)} \quad [12.12]$$

$$CN(III) = \frac{23 * CN(II)}{10 + 0,13 * CN(II)} \quad [12.13]$$

A continuación, en la Tabla 12-2.79 se presentan los números de curva para áreas urbanas para la condición de humedad antecedente promedio AMCII.

Hidrología Básica

Tabla 12.5 Número de curva de escorrentía para áreas urbanas para una condición de humedad antecedente promedio AMCII e Ia = 0,2S

Tipo de Cobertura y Condición Hidrológica	% Promedio de Áreas Impermeables ¹	Numero de curvas para grupos de suelos Hidrológicos			
		A	B	C	D
Áreas urbanas totalmente desarrolladas (vegetación ya establecida):					
Espacios abiertos (prados, parques, campos de golf, cementerios, etc.) ²		68 49 39	79 69 61	86 79 74	89 84 80
Condición pobre (menos del 50% cubierto de pasto) Condición regular (del 50% al 75% cubierto de pasto) Condición buena (más del 75% cubierto de pasto)					
Áreas Impermeables:					
Parqueaderos pavimentados, techos, autopistas, etc. (excluyendo derecho de vía)		98	98	98	98
Calles y caminos: Pavimentados		98	98	98	98
Pavimentados; zanjas abiertas (incluyendo derecho de vía)		83	89	92	93
Grava (incluyendo derecho de vía)		76	85	89	91
Tierra (incluyendo derecho de vía)		72	82	87	89
Áreas desiertas urbanas:					
Paisajes desérticos naturales (solamente áreas permeables) ³		63	77	85	88
Paisajes desérticos artificiales (barreras impermeables de maleza, arbustos de desierto con 1 a 2" de diámetro; cubierta de arena o grava y orillas de áreas húmedas)		96	96	96	96
Áreas urbanas:					
Comercial y de negocios	85	89	92	94	95
Industrial	72	81	88	91	93
Áreas residenciales por promedio del tamaño del lote:					
1/8 de acre o menos (506 m ² o menos)	65	77	85	90	92
1/4 acre (1012 m ²)	36	61	75	83	87
1/3 acre (1350 m ²)	30	57	72	81	86
1/2 acre (2025 m ²)	25	54	70	80	85
1 acre (4050 m ²)	20	51	68	79	84
2 acre (8100 m ²)	12	46	65	77	82
Áreas urbanas desarrolladas:					
Áreas permeables conformadas (solamente áreas permeables, sin vegetación)		77	86	91	94

Fuente: Adaptado de (República de Colombia-INVIAS, 2009, p. 2-86)

Hidrología Básica

¹El porcentaje promedio de área impermeable muestreada fue empleado para desarrollar el conjunto de valores de CN. Otras suposiciones son las siguientes: áreas impermeables están directamente conectadas con el sistema de drenaje, áreas impermeables tienen un CN=98; y áreas permeables son consideradas equivalentes a espacios abiertos con una condición hidrológica buena.

²CNs mostrados son equivalentes a aquéllos de pastos. Se pueden calcular valores de CN compuestos para otras combinaciones de tipo de cobertura de espacios abiertos.

³Los valores de CN de áreas permeables se suponen equivalentes a arbustos de desierto con un condición hidrológica pobre.

En la Tabla 12.6 se presentan los números de curva para tierras agrícolas cultivadas para condición de humedad antecedente promedio AMCII.

Tabla 12.6 Número de curva de escorrentía para áreas agrícolas cultivadas para una condición de humedad antecedente promedio AMCII e Ia = 0,2S

Cobertura		Condición hidrológica	Número de curvas para grupos de suelos Hidrológicos			
Uso de la tierra	Tratamiento o práctica		A	B	C	D
Rastrojo	Hileras Rectas	-	77	86	91	94
Cultivos en hileras	Hileras Rectas	Mala	72	81	88	91
	Curvas de nivel	Buena	67	78	85	89
		Mala	70	79	84	88
	Curvas de nivel y terrazas	Buena	65	75	82	86
Mala		66	74	80	82	
Cultivos en hileras estrechas	Hileras rectas	Buena	62	71	78	81
		Mala	65	76	84	88
	Curvas de nivel	Buena	63	75	83	87
		Mala	63	74	82	85
	Curvas de nivel y terrazas	Buena	61	73	81	84
		Mala	61	72	79	82
Leguminosas en hileras estrechas o forraje en rotacional	Hileras rectas	Buena	59	70	78	81
		Mala	66	77	85	89
	Curvas de nivel	Buena	58	72	81	85
		Mala	64	75	83	85
	Curvas de nivel y terrazas	Buena	55	69	78	83
		Mala	63	73	80	83
Buena	51	67	76	80		

Fuente: Adaptado de (República de Colombia-INVIAS, 2009, p. 2-87)

¹ Siembra tupida o al voleo

Hidrología Básica

A continuación, la Tabla 12.7 presenta los números de curva para otros tipos de tierras agrícolas bajo la condición de humedad antecedente promedio AMCII.

Tabla 12.7. Número de curva de escorrentía para otros tipos de tierras agrícolas para una condición de humedad antecedente promedio AMCII e $I_a = 0,2S$

Descripción y tipo de cobertura	Condición hidrológica	Número de curvas para grupos de suelos Hidrológicos			
		A	B	C	D
Pastos, forraje para pastoreo ¹	Mala	68	79	86	89
	Regular	49	69	79	84
	Buena	39	61	74	80
Prados continuos, protegidos de pastoreo y generalmente segados para heno	---	30	58	71	78
Maleza mezclada con pasto de semilla con la maleza como principal elemento ²	Mala	48	67	77	83
	Regular	35	56	70	77
	Buena	30 ³	48	60	73
Combinación de bosques y pastos (huertas o granjas con árboles) ⁴	Mala	57	73	82	86
	Regular	43	65	76	82
	Buena	32	58	72	79
Bosques ⁵	Mala	45	66	77	83
	Regular	36	60	73	79
	Buena	30	55	70	77
Predios de granjas, construcciones, veredas, caminos y lotes circundantes	---	59	74	82	86

Fuente: Adaptado de (República de Colombia-INVIAS, 2009, p. 2-88)

¹Mala: Menos de 50% del suelo cubierto con pastoreo intensivo sin maleza
Regular: 50 a 75% del suelo cubierto y un pastoreo no muy intensivo.
Buena: más del 75% del suelo cubierto y un pastoreo ocasional a ligero.

²Mala: Menos del 50% del suelo cubierto.
Regular: 50 a 75% del suelo cubierto.
Buena: más del 75% del suelo cubierto.

³Número de curva actual menor a 30. Emplear CN=30 para cálculos de escorrentía.

⁴Los valores de CN mostrados se calcularon para áreas con 50% bosques y 50% cubiertas con pastos.
Se pueden calcular otras combinaciones de CN para bosques y pastos.

⁵Mala: Humus vegetal, pequeños árboles y maleza destruida por pastoreo intensivo, y quemas regulares.
Regular: Bosques con pastoreo, pero no quemados, suelo cubierto por humus vegetal.
Buena: Bosques protegidos del pastoreo, y el suelo cubierto adecuadamente por humus vegetal.

El tiempo de concentración aplicado en el análisis hidrológico para determinar el caudal pico puede basarse en una ecuación específica, cuya fundamentación se ajuste a las características particulares del área analizada, o en el cálculo del promedio a partir de expresiones como Ventura, Passini, Bransby-Williams, Carter, Johnstone-Cross, Izzard, Papadakis-Kazan, SCS-Ranser, California Highways and Public Works, Kirpich, Témez, Giandiotti, Ven Te Chow, entre otras; algunas de las cuales ya fueron comentadas en el presente texto.

En la construcción del hidrograma unitario del SCS se deben definir algunos elementos geométricos fundamentales como:

Tiempo de retardo (t_r)

Conocido también como tiempo de rezago de la cuenca o como tiempo de desfase, que para efectos del método corresponde al tiempo comprendido entre el centro geométrico (centro de masa) de la distribución de la lluvia neta o precipitación efectiva y el pico del hidrograma de escorrentía directa superficial. Su determinación se realiza a partir de la expresión siguiente:

$$t_r = 0,6 * t_c \quad [12.14]$$

Donde:

t_c : Tiempo de concentración de la cuenca

Duración de la lluvia efectiva (D)

Para la determinación del tiempo correspondiente a la precipitación efectiva existen criterios como el definido por el Departamento de Hidráulica de la Universidade Federal do Ceará, Brasil en el sentido que el valor a asumir para D deberá variar entre $1/4$ y $1/5$ de t_c ; la Escuela Técnica Superior de Caminos, Canales y Puertos de la Universidad de la Coruña, España recomienda que se asuma un valor para $D < 1/5$ de t_c ; finalmente, el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA, 1986) recomienda que se asuma un valor de $0,133 * t_c$.

Tiempo al pico

Conocido también como tiempo de ascenso o tiempo al pico (t_p), que corresponde al tiempo necesario para presentarse el máximo caudal.

$$t_p = t_r + \frac{D}{2} \quad [12.15]$$

Con base en las anteriores ecuaciones se tiene que:

$$tp = 0,6 * tc + \frac{0,133 * tc}{2} \quad [12.16]$$

Tiempo de recesión o de descenso (td)

Corresponde al tiempo inmediatamente posterior al pico de caudal hasta el final del hidrograma.

$$td = (5/3)tp \quad [12.17]$$

Tiempo de base del hidrograma (tb)

Es el tiempo total de duración del efecto de la precipitación de diseño, expresado en forma de hidrograma.

$$tb = tp + td = (8/3)tp \quad [12.18]$$

Caudal de pico

Se obtiene a partir de la expresión:

$$Qp = \frac{0,20833 * A}{tp} \quad [12.19]$$

Donde:

Qp : Caudal pico por cada milímetro de lluvia efectiva (m³/s)

A : Área de drenaje de la cuenca (km²)

tp : Tiempo al pico del hidrograma (h)

El hidrograma unitario sintético del SCS puede ser triangular o curvilíneo (Figura 12.4). El hidrograma curvilíneo presenta mayor precisión y mejores resultados que el triangular; por tal motivo, el hidrograma unitario sintético triangular suele ser usado principalmente para fines didácticos.

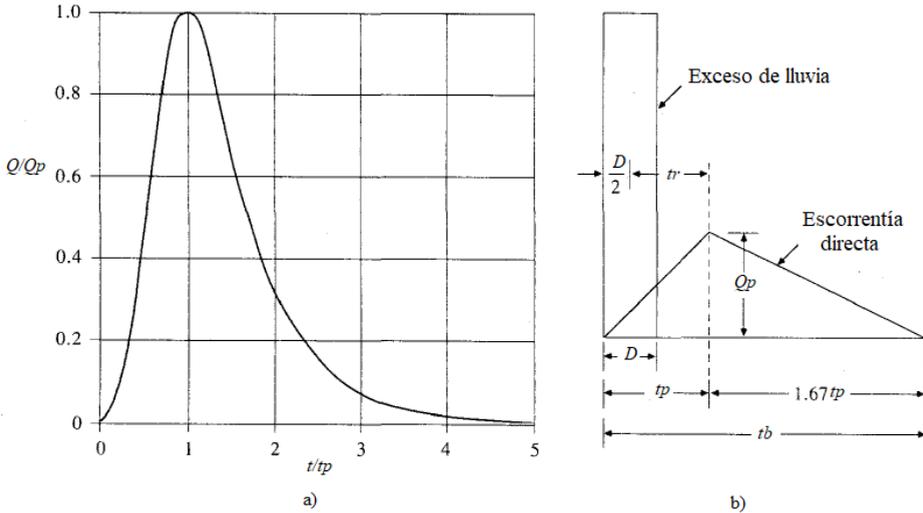


Figura 12.4 Hidrograma unitario adimensional del SCS. a) hidrograma adimensional y b) hidrograma unitario triangular. Fuente: Adaptado de (Chow et al., 1988, p. 237).

Para la generación del hidrograma curvilíneo con los valores de los caudales en función del tiempo se utiliza una función gamma que fue inicialmente adoptada por el SCS, que según USDA (1986) se describe a partir de la siguiente ecuación.

$$\frac{Q}{Q_p} = e^m * \left(\frac{t}{t_p}\right)^m * \left(e^{-m\left(\frac{t}{t_p}\right)}\right) \quad [12.20]$$

Donde:

- Q/Q_p: Relación de caudal a cierto tiempo respecto al caudal de pico en el hidrograma unitario (m³/s)
- e : Constante 2,7183
- m : Factor de forma de la función gamma
- t/t_p: Relación de la coordenada del tiempo en el hidrograma unitario en relación al tiempo del caudal de pico.

El factor de forma es una función del factor de pico, para el que normalmente se adopta un valor de 484 y que representa un valor de m = 3,79

Ejemplo 12.4

Determinar el número de curva representativo para el área de estudio correspondiente a la Quebrada Blanco, el valor de la máxima retención potencial (S), así como el caudal pico por cada mm de precipitación efectiva para el hidrograma unitario sintético del SCS.

Considere que el área de drenaje de la subcuenca es de 1,16 km² y que:

- 0,789 km² están constituidos por bosque sobre terreno ondulado en suelo arcilloso, grupo de suelo D.
- 0,244 km² la conforman pastos sobre terreno ondulado franco limo arcilloso de condición hidrológica buena, grupo de suelo B.
- Y que 0,128 km² están ocupados por terreno plano con cultivos diversos en hileras estrechas, con prácticas en curvas de nivel, de condiciones hidrológicas buenas en suelo franco limo arcilloso, grupo de suelo B.

La máxima retención potencial (S) varía de manera muy amplia y se expresa en términos del número de curva de escorrentía CN, valor entero que varía entre 1 y 100, cuya estimación se hace con la Ecuación 12.16:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad [1]$$

Donde:

S : Máxima retención potencial (mm)

CN : Número de curva de escorrentía (adimensional).

A partir de los datos de la Tabla 12.6 y Tabla 12.7 se tiene que los números de curva para cada tipo de cobertura del suelo son:

- 0,789 km² (68,02%), bosque sobre terreno ondulado de condición hidrológica buena en suelo arcilloso, grupo de suelo D → de Tabla 12.7 número de curva = 77
- 0,244 km² (21,03%), pastos sobre terreno ondulado franco limo arcilloso de condición hidrológica buena, grupo de suelo B → de Tabla 12.7, número de curva = 61
- 0,128 km² (11,03%), terreno plano con cultivos diversos en hileras estrechas, con prácticas en curvas de nivel, de condiciones hidrológicas buenas en suelo franco limo arcilloso, grupo de suelo B → de Tabla 12.7, número de curva = 73

Hidrología Básica

Se calcula el número de curva ponderado utilizando los datos de los tres tipos de cobertura del suelo y sus respectivos porcentajes así.

$$\text{Número de curva}_{\text{ponderado}} = (0,6802 * 77) + (0,2103 * 61) + (0,1103 * 73) = 73,25 \quad [2]$$

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 = \frac{25400}{73,25} - 254 = 92,75 \text{ mm} \quad [3]$$

Con las informaciones pertinentes se aplica el método del SCS para estimar el correspondiente caudal pico del hidrograma unitario utilizando la Ecuación 12.25 así:

$$Qp = \frac{0,20833 * A}{tp} \quad [4]$$

Donde:

Qp : Caudal pico por cada milímetro de lluvia efectiva (m³/s)

A : Área de drenaje de la cuenca (1,16 km²)

tp : Tiempo al pico del hidrograma (h) → 20,47min = 0,3412 h

Donde el tiempo de pico se lo obtiene a partir de la Ecuación 12.22:

$$tp = 0,6 * tc + \frac{0,133 * tc}{2} \quad [5]$$

Donde:

tc : Tiempo de concentración promedio (según el Ejemplo de aplicación 12.2 es de 0,3412 h)

$$tp = 0,6 * 0,3412 + \frac{0,133 * 0,3412}{2} = 0,2274 \text{ h} \quad [6]$$

$$Qp = \frac{0,20833 * 1,16}{0,2274} = 1,063 \frac{\text{m}^3}{\text{s} * \text{mm}} \quad [7]$$

El caudal de pico para el hidrograma unitario es de 1,063 m³/s por cada milímetro de precipitación efectiva.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, I. K., Almeida, A. K., Anache, J. A. A., Steffen, J. L. & Alves Sobrinho, T. (2014). Estimation on time of concentration of overland flow in watersheds: a review. *Geociências*, 33(4), 661-671. Disponible en:
https://www.revistageociencias.com.br/geociencias-arquivos/33/volume33_4_files/33-4-artigo-9.pdf
- Aparicio-Mijares, F. J. (1992). *Fundamentos de hidrología de superficie*. México D.F.: Editorial Limusa S.A. de C.V. Grupo Noriega Editores. ASCE - American Society of Civil Engineers-. (1996). *Hydrology handbook, Manual No. 28*. New York: ASCE.
- Bateman, A. (2007). *Hidrología básica y aplicada*. Cataluña, España: Grupo de Investigación en Transporte de Sedimentos. Universidad Politécnica de Cataluña (UPC).
<https://cupdf.com/download/hidrologia-basica-y-aplicada-upcteswwwupctesminaeeshidrologiapdfpdf>
- Benavides, M. V., Tarlé, P. T. C. & Galbiatti, J. A. (2009). Caracterización y clasificación de la red hidrográfica de la cuenca del río Bobo, departamento de Nariño - Colombia. *Revista Ingeniería e Investigación*, 29(3), 97-101. Disponible en:
http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_issuetoc&pid=0120-560920090003&lng=en&nrm=iso
- Bertoni, J. C. & Tucci, C. E. M. (1993). Precipitação. En C. E. M. Tucci (Ed.), *Hidrologia: ciência e aplicação* (pp.177-241). Porto Alegre: ABRH.
- Bedient, P. B., Huber, W. C. & Vieux, B. E. (2013). *Hydrology and Floodplain Analysis* (5th ed.). Essex-England: Pearson Education Limited.
- Bell, F. (1969). Generalized rainfall - duration - frequency relationships. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, 95(1), 311-327. <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0001942>
- Bertoni, J. C. (1993). Elementos de hidrometeorología. En C. E. M. Tucci (Ed.), *Hidrologia: ciência e aplicação* (pp. 53-78). Porto Alegre: ABRH.
- Brasil-DNIT (Departamento Nacional de Infra-Estrutura de Transportes). (2005). *Manual de hidrología básica para estructuras de drenagem. Publicação IPR - 715*. Rio de Janeiro: DNIT.
- Breña-Puyol, A. F. & Jacobo-Villa, M. A. (2006). *Principios y fundamentos de la hidrología superficial*. México: Universidad Autónoma Metropolitana de México. Disponible en:
<http://www.uamenlinea.uam.mx..>
- Cahuana-Andia, A. & Yugar-Morales, W. (2009). *Material de apoyo didáctico para la enseñanza y aprendizaje de la asignatura de*

- hidrología CIV-233* [Trabajo de grado para optar al Diploma Académico de Licenciatura en Ingeniería Civil, Universidad Mayor de San Simón, Cochabamba - Bolivia]. Repositorio Universidad Mayor de San Simón.
<http://tesiscivil.fcyt.umss.edu.bo/index.php?r=tema%2Fview-tema&id=153>
- Chow, V. T., Maidment, D. R. & Mays, L. W. (1998). *Applied hydrology*. New York: Mc Graw Hill Inc.
- Connor, R., Talafre, J., Hasan, E. & Abolina, E. (2015). Unsustainable growth. In WWAP (United Nations World Water Assessment Programme), *The United Nations World Water Development Report 2015: Water for a Sustainable World* (pp. 10-16). Paris: UNESCO.
- Constantino, L. M., Gil, Z. N., Jaramillo, A., Benavides, P. M. & Bustillo, A. E. (2011). Efecto del cambio y la variabilidad climática en la dinámica de infestación de la broca del café, *Hypothenemus hampei* en la zona central cafetera de Colombia (pp. 106-121) [Congreso]. 38° Congreso Sociedad Colombiana de Entomología (Simposio variabilidad climática), julio 27 de 2011. Manizales-Colombia.
- Corzo, O. F. A. & Pinilla, M. J. C. (2015). *Comparación de curvas intensidad - duración - frecuencia (IDF) reales y sintéticas. Caso de estudio municipio de Anapoima-Cundinamarca* [Trabajo de grado para optar al título de Especialista en Recursos Hídricos, Universidad Católica de Colombia, Bogotá D.C. - Colombia]. Repositorio Universidad Católica de Colombia.
<https://repository.ucatolica.edu.co/handle/10983/2360>
- Das, B. M. (2008). *Advanced soil mechanics* (3rd ed.). New York-USA: Taylor & Francis Group.
- Davie, T. (2008). *Fundamentals of hydrology* (2nd ed.). New York: Taylor & Francis.
- Eslamian, S. (2014). *Handbook of Engineering Hydrology: Fundamentals and Applications, Book I*. Boca Raton, FL.: CRC Press, Taylor & Francis Group.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Tauro, F. & Porfiri, M. (2012). Time of concentration: a paradox in modern hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2), 217-228.
<https://doi.org/10.1080/02626667.2011.644244>
- Gurovich, L. A. (1985). *Fundamento y diseño de sistemas de riego*. Costa Rica: Editorial CIDIA.
- Guilarte R. J. (1978). *Hidrología básica*. Caracas - Venezuela: Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Departamento de Hidrología y Meteorología.
- Guzmán, D., Ruíz J. F. & Cadena, M. (2014). *Regionalización de Colombia según la estacionalidad de la precipitación media mensual, a*

- través análisis de componentes principales (ACP)*. IDEAM,
Disponible en:
<http://www.ideam.gov.co/documents/21021/21141/Regionalizacion+de+la+Precipitacion+Media+Mensual/1239c8b3-299d-4099-bf52-55a414557119>
- Hämmerly, R. del C. (2001). *Modelación de la evapotranspiración con métodos de balance de agua* [Trabajo de grado para optar al título de Magister en Ingeniería de los Recursos Hídricos, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe - Argentina]. Repositorio Universidad Nacional del Litoral, Argentina.
<https://bibliotecavirtual.unl.edu.ar:8443/bitstream/handle/11185/262/Tesis.pdf?sequence=1&isAllowed=y>
- Han, D. (2010). *Concise Hydrology*. Ventus Publishing Aps. Disponible en BookBoon.com
- Henry J. G. & Heinke G. W. (1996). *Ingeniería Ambiental* (2a ed). México: Prentice Hall.
- Hewlett J. D. (1982). *Principles of Forest Hydrology*. Athens: The University of Georgia Press.
- HIMAT. (1987). *Instrumentos solarimétricos y mediciones básicas de radiación solar*. Bogotá-Colombia: Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras. Disponible en:
<http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/013320/InstrumentosSolarimetricos.pdf>
- HIMAT. (1990). *Técnicas estadísticas aplicadas en el manejo de datos hidrológicos y meteorológicos*. Bogotá-Colombia: Subdirección de estudios e investigaciones división de hidrometeorológica sección de meteorología. Disponible en:
<http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/009198/009198.pdf>
- Horton, R. E. (1919). Rainfall Interception. *Monthly Weather Review*, 47(9), 603-623. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1919\)47<603:RI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1919)47<603:RI>2.0.CO;2)
- Hurtado, G. (2000). *La precipitación en Colombia. Nota Técnica IDEAM*. Bogotá D.C.: IDEAM - METEO/006-00
- IDEAM. (2014). *Viento en Superficie*. Disponible en:
<http://atlas.ideam.gov.co/basefiles/velo-text.pdf>
- IDEAM (2015). *Distribución de la velocidad del viento a 10 m de altura*. Disponible en:
http://atlas.ideam.gov.co/basefiles/Velocidad_Col_13.pdf
- IDEAM. (2017). *Curvas IDF de la estación de Obonuco Pasto*. Disponible en:
http://www.ideam.gov.co/documents/10182/24541172/IDF_52045010_OBONUCO.pdf/b26511ee-37ca-49d6-84be-862b61303eff?version=1.0

- IDEAM. (2019). *Fenómenos del Niño y la Niña*. Disponible en: <http://www.siac.gov.co/ninoynina>.
- IDEAM. (2022). *La radiación solar y su paso por la atmósfera*. Disponible en: <http://www.ideam.gov.co/web/tiempo-y-clima/la-radiacion-solar-y-su-paso-por-la-atmosfera>
- Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada del Ecuador. (2022). *El Niño, La Niña, ENSO, ENOS, El Niño Modoki, El Niño Canónico, El Niño Extraordinario, El Niño Godzilla, El Niño Costero, El Niño Oriental ¿En qué consisten realmente y cómo afectan al Ecuador?*. Disponible en: <https://www.inocar.mil.ec/web/index.php/articulos/770-el-nino-la-nina-enso-enos-el-nino-modoki-el-nino-canonical-el-nino-extraordinario-el-nino-godzilla-el-nino-costero-el-nino-oriental-en-que-consisten-realmente-y-como-afectan-al-ecuador>
- Jiménez, E. H. (1986). *Hidrología Básica I*. Cali, Colombia: Editorial Facultad de Ingeniería de la Universidad del Valle.
- Juárez-Badillo, E. & Rico-Rodríguez, A. (2005). *Mecánica de Suelos Tomo I: Fundamentos de la Mecánica de Suelos*. (3ra ed.). México: Limusa-Noriega Editores.
- Lanna, E. A. (1993). Elementos de estadística e probabilidades. En C. E. M. Tucci (Ed.), *Hidrologia: ciência e aplicação* (pp. 79-175). Porto Alegre: ABRH.
- Lázaro, J. M. (2010). *Hidrología de crecidas en pequeñas y medianas cuencas*. (Tesis para la obtención del título de Doctor en Ciencias Geológicas). Universidad de Zaragoza, Departamento de Ciencias de la Tierra. Zaragoza Disponible en: <https://zaguan.unizar.es/record/5750/files/TESIS-2011-031.pdf>
- Linsley, R., Kohler, M. & Paulus, J. (1977). *Hidrología para ingenieros* (2da ed.). Bogotá-Colombia: Editorial McGraw-Hill Latinoamericana S.A.
- Maidment, D. R. (1993). *Handbook of Hydrology*. New York-United States: McGraw-Hill Education.
- Martínez, G. F. J. (1972). *Aspecto histórico y evolutivo de las ideas acerca de las aguas subterráneas desde los tiempos más remotos hasta el nacimiento de la Ciencia Hidrogeológica*. Universidad de Salamanca. Disponible en: <https://hidrologia.usal.es/Complementos/historia.pdf>.
- Materón, M. H. & Jiménez, E. H. (1986). *Hidrología Básica. Tomo III*. Cali-Colombia: Universidad del Valle.
- Matos, A. T., Silva, D. D. & Pruski, F. F. (2012). *Barragens de terra de pequeno porte*. Viçosa-Brasil: Editora UFV.
- McPhee, T. (2013). *Factores de frecuencia e intervalos de confianza*. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Ingeniería Civil, Recursos Hídricos y Medio Ambiente (RHMA).

https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2013/2/CI5101/1/material_docente/bajar?bajar=1&id=828471.

- Martins, J. A. (1976). Evaporación e transpiração. Em N. L. Souza-Pinto, A. C. Tatit-Holtz, J. A. Martins & F. L. Sibut-Gomide (Eds.), *Hidrología básica* (pp. 56-66). São Paulo, Brasil: Editora Edgard Blücher Ltda.
- Monsalve S. G. (1999). *Hidrología en la Ingeniería* (2da ed.). Bogotá-Colombia: Editorial Escuela Colombina de Ingeniería.
- Montealegre B, E. (2014). *Actualización del componente Meteorológico del modelo institucional del IDEAM sobre el efecto climático de los fenómenos El Niño y La Niña en Colombia, como insumo para el Atlas Climatológico*. Actividades desarrolladas en el marco del contrato de prestación de servicios profesionales No IDEAM 078 - 2014.
- Mosley, M. P. & McKerchar, A. I. (1993). Streamflow In: D. R. Maidment (Ed.), *Handbook of Hydrology* (pp. 8.1-8.37). New York-United States: McGraw-Hill Education.
- Mott, R. L. & Untener, J. A. (2015). *Applied fluid mechanics* (2nd ed.). Boston, MA.: Ed. Pearson.
- Naghetini, M. & Portela, M. M. (2011). *Probabilidade e estatística aplicadas à hidrologia* -DECivil, IST-. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/231621634_Probabilidades_e_Estatistica_Aplicadas_a_Hidrologia.
- Nogueira-Garcez, L. & Acosta-Alvarez, G. (1988). *Hidrología* (2da ed.). São Paulo-Brasil: Editora Edgard Blücher Ltda.
- Ocampo, L. O. L. (2012). *Análisis de vulnerabilidad de la cuenca del río Chinchiná para condiciones estacionarias y de cambio climático* [Trabajo de investigación presentado como requisito para obtener el título de Magister en Ingeniería Química, Universidad Nacional de Colombia Sede Manizales, Manizales - Colombia. Repositorio Universidad Nacional de Colombia. <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/9268>
- Peck, R. B., Hanson, W. E. & Thornburn, T. H. (2014). *Ingeniería de cimentaciones*. México: Editorial Limusa.
- Pilgrim, D. H. & Cordery, I. (1993). Flood runoff. In: D. R. Maidment (Ed.) *Handbook of Hydrology* (pp. 9.1-9.40). New York, United States: McGraw-Hill Education.
- Puertas-Orozco, O. L. & Carvajal-Escobar, Y. (2008). Incidencia de El Niño-Oscilación del Sur en la precipitación y la temperatura del aire en Colombia, utilizando el Climate Explorer. *Revista Científica Ingeniería y Desarrollo*, 23, 104-118.
- Rawls, W. J., Ahuja, L. R., Brakensiek, D. J. & Shirmohammadi, A. (1993). Infiltration and Soil Water Movement. In D. R. Maidment (Ed.).

- Handbook of Hydrology* (pp. 5.1-5.49). New York, United States: McGraw-Hill Education.
- República de Colombia-INVIAS (Instituto Nacional de Vías). (2009) *Manual de drenaje para carreteras*. Bogotá-Colombia: Ministerio de Transporte, INVIAS, Subdirección de Apoyo Técnico.
- Rojo-Hernández J. D. (2020). *Análisis de frecuencias*. Disponible en: http://julianrojo.weebly.com/uploads/1/2/0/0/12008328/notas_analisis_de_frecuencias.pdf.
- Shaw, E. M. (1994). *Hydrology in Practice* (3rd ed.). London: Chapman & Hall Editors.
- Shuttleworth, W. J. (1993). Evaporation. In D. R. Maidment (Ed.). *Handbook of Hydrology* (pp. 4.1-4.48) New York-United States: McGraw-Hill Education.
- Silva M. G. (1998). *Hidrología Básica*. Santafé de Bogotá-Colombia: Editorial Universidad Nacional de Colombia.
- Silveira, A. L. L. (1993). Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. En C. E. M. Tucci (Ed.) *Hidrologia: ciência e aplicação* (pp. 35-51). Porto Alegre: ABRH.
- Silveira, A. L., Louzada, J. A. & Beltrame, L. (1993). Infiltração e armazenamento no solo. En C. E. M. Tucci *Hidrologia: ciência e aplicação* (pp. 335-372). Porto Alegre: ABRH.
- Smith, J. A. (1993). Precipitation. In D. R. Maidment. *Handbook of Hydrology* (pp. 3.1-3.45). New York-United States: McGraw-Hill Education.
- Souza-Pinto, N. L. (1976). O hidrograma unitário. En N. L. Souza-Pinto, A. C. Tatit-Holtz, J. A. Martins & F. L. Sibut-Gomide. *Hidrología básica* (pp. 92-120). São Paulo-Brasil: Editora Edgard Blücher Ltda.
- Souza-Pinto, N. L., Tatit-Holtz, A. C., Martins, J. A. & Sibut-Gomide, F. L. (1976). *Hidrología básica*. São Paulo-Brasil: Editora Edgard Blücher Ltda.
- Salimi, E. T., Nohegar, A., Malekian, A., Hoseini, M. & Holisaz, A. (2017). Estimating time of concentration in large watersheds. *Paddy and Water Environment*. 15(1), 123-132. <https://doi.org/10.1007/s10333-016-0534-2>
- Tucci, C. E. M. (1993). *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre-Brasil: ABRH.
- Tucci, C. E. M. (1993b). Interceptação. En C. E. M. Tucci, *Hidrologia: ciência e aplicação* (pp. 243-252). Porto Alegre-Brasil: ABRH.
- Vargas, M. R. & Díaz-Granados, O. M. (1997). *Curvas sintéticas regionalizadas de intensidad-duración-frecuencia para Colombia*. Bogotá: Universidad de los Andes.
- Viessman, W. & G. L. Lewis. (1989). *Introduction to Hydrology* (4th ed.). New York: Pearson Education Inc.

- Villamizar, A., Rodríguez, A. & Villareal, E. (2018). Desarrollo de una calculadora de curvas IDF generalizadas para Colombia [Seminario]. *XXXII Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología*, Ibagué, Colombia. Disponible en: <https://sci.org.co/wp-content/uploads/2018/11/Art4.pdf>
- Villegas, N., Barrientos, J. C. & Málikov, I. (2012). Relación entre parámetros océano-atmosféricos y la producción del café verde en Colombia. *Revista Colombiana de Ciencias Hortícolas*. 6(1), 88-95. <https://doi.org/10.17584/rcch.2012v6i1.1286>
- Villela, S. M. & Mattos, A. (1975). *Hidrología aplicada*. São Paulo-Brasil: Editora Mc Graw-Hill.
- USDA -United States Department of Agriculture-. (1986). *Urban hydrology for small watersheds, Technical release 55*. Washington-USA: Natural Resources Conservation Service, Conservation Engineering Division.
- Verruijt, V. (2006). *Soil mechanics*. Papendrecht-The Netherlands: Delft University of Technology, Department of Civil Engineering.
- Von Sperling, E. (2006). ¿A final, quanta água temos no Planeta? *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. 11(4), 189-199. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v11n4.p189-199>
- Ward, R. C. & Robinson, M. (1990). *Principles of Hydrology* (3rd ed.). London: McGraw Hill.

LOS AUTORES

Iván Andrés Sánchez Ortiz

Ingeniero Civil de la Universidad de Nariño -UDENAR- (1998), Pasto-Nariño-Colombia; Especialista en Docencia Universitaria (UDENAR, 2000); Especialista en Alta Gerencia (UDENAR, 2002); M. Sc. en Ingeniería Civil, área de concentración en Ingeniería Ambiental y Recursos Hídricos/Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (UNESP, 2007), Ilha Solteira/São Paulo-Brasil; Ph. D. en Ingeniería Civil, área de concentración en Saneamiento e Ingeniería Ambiental/Universidade Federal de Viçosa (UFV, 2018). Desde 1998 es profesor en la Universidad de Nariño, actualmente está adscrito al Departamento de Recursos Hidrobiológicos.

Hernán Javier Gómez Zambrano

Ingeniero Civil de la Universidad Nacional de Colombia Sede Bogotá (1995); M. Sc. en Recursos Hidráulicos de la Universidad Nacional de Colombia Sede Bogotá (2002); Ph. D. en Ingeniería en el área de Recursos Hidráulicos de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín (2017). Desde 2006 es Profesor Tiempo Completo del Programa de Ingeniería Civil de la Universidad de Nariño.

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 2.1</i>	
<i>Esquematación del ciclo hidrológico</i>	25
<i>Figura 2.2</i>	
<i>Cantidad de agua (en miles de km³) que participa en el ciclo hidrológico global.</i>	28
<i>Figura 2.3</i>	
<i>Corte transversal de una cuenca hidrográfica.</i>	29
<i>Figura 2.4</i>	
<i>Esquema de una cuenca hidrográfica.</i>	29
<i>Figura 2.5</i>	
<i>Ciclo hidrológico de una pequeña región de tierra con lago. Balance de materia sobre el ciclo hidrológico.</i>	30
<i>Figura 2.6</i>	
<i>Esquema de los procesos hidrológicos en un embalse de acumulación</i>	32
<i>Figura 3.1</i>	
<i>Capas de la atmósfera.</i>	34
<i>Figura 3.2</i>	
<i>Distribuciones de temperatura y presión de la Atmósfera Estándar.</i>	37
<i>Figura 3.3</i>	
<i>Termómetros de bulbo seco (vertical de la izquierda), de bulbo húmedo (vertical de la derecha), de temperatura máxima (horizontal superior) y de temperatura mínima (horizontal inferior)</i>	39
	42
<i>Figura 3.4</i>	
<i>Distribución de la temperatura media anual (°C), promedio multianual 1981 - 2010.</i>	42
<i>Figura 3.5</i>	
<i>Relación típica entre la temperatura relativa del aire y la presión de vapor en función del porcentaje de saturación.</i>	44
	51
<i>Figura 3.6</i>	
<i>Distribución de la humedad relativa media anual (%), promedio multianual 1981 - 2010.</i>	53
<i>Figura 3.7</i>	
<i>Veleta Wild clásica.</i>	57
<i>Figura 3.8</i>	
<i>Rosa de los vientos.</i>	57
<i>Figura 3.9</i>	
<i>Aparatos para medir la velocidad del viento. (a) anemógrafo instalado en una estación agroclimatológica en el departamento de Nariño. (b) esquema de un anemómetro registrador.</i>	58
<i>Figura 3.10</i>	
<i>Distribución de la velocidad del viento a 10 m de altura (m/s).</i>	59
<i>Figura 4.1</i>	
<i>Descomposición de la radiación en ondas y partículas.</i>	61
<i>Figura 4.2</i>	
<i>Significado gráfico del perihelio y el afelio.</i>	63

<i>Figura 4.3</i>	
<i>Espectro de radiación solar. Fuente: (Silva, 1998, p. 29).</i>	65
<i>Figura 4.4</i>	
<i>Distribución aproximada de la radiación solar que llega a la atmósfera terrestre en un año.</i>	71
<i>Figura 4.5</i>	
<i>Distribución de la radiación solar media diaria anual que llega a la atmósfera terrestre.</i>	78
<i>Figura 4.6</i>	
<i>Valores medios de radiación global (Wh/m² por día) de la estación Botana Pasto.</i>	80
<i>Figura 5.1</i>	
<i>Patrón de circulación atmosférica para la Tierra sin rotación</i>	82
<i>Figura 5.2</i>	
<i>Sección transversal latitudinal de la circulación atmosférica zonal y meridional.</i>	84
<i>Figura 5.3</i>	
<i>Anomalías de temperatura de superficie del mar –TSM- (° Celsius) registradas en el Pacífico tropical Región Niño 3.4, desde 1880 hasta 2020.</i>	88
<i>Figura 5.4</i>	
<i>Alteraciones más probables de la precipitación debidas a un fenómeno El Niño.</i>	92
<i>Figura 6.1</i>	
<i>Delimitación y jerarquización de la cuenca hidrográfica del río Bobo, departamento de Nariño.</i>	94
<i>Figura 6.2</i>	
<i>Clasificación de las cuencas en función de la salida del flujo. (a) Cuenca abierta o exorreica. (b) Cuenca cerrada o endorreica.</i>	96
<i>Figura 6.3</i>	
<i>Trazado de la divisoria topográfica de una cuenca.</i>	99
<i>Figura 6.4</i>	
<i>Esquema del método de la malla.</i>	104
<i>Figura 6.5</i>	
<i>Distribución porcentual de áreas de la cuenca del río Una según su altitud.</i>	106
<i>Figura 6.6</i>	
<i>Curva hipsométrica de la cuenca del río Una.</i>	107
<i>Figura 6.7</i>	
<i>Características de las curvas hipsométricas en ciclo erosivo.</i>	108
<i>Figura 6.8</i>	
<i>Cuenca con curvas de nivel para el cálculo de la pendiente promedio.</i>	110
<i>Figura 6.9</i>	
<i>Número de Orden de una cuenca hidrográfica.</i>	112
<i>Figura 6.10</i>	
<i>Representación gráfica de datos.</i>	123
<i>Figura 6.11</i>	
<i>Ilustración sobre la tabla de cálculo de los Outliers del Ejemplo 6.A.1.</i>	125
<i>Figura 6.12</i>	
<i>Representación gráfica de la caja de bigotes del ejemplo.</i>	126
<i>Figura 7.1</i>	
<i>Gráfica de la función de densidad de probabilidad para la distribución de probabilidad normal.</i>	139

<i>Figura 7.2</i>	
<i>Gráfica de la probabilidad $P(z \leq z_i)$.</i>	139
<i>Figura 7.3</i>	
<i>Curvas de caudal de diseño en función del periodo de retorno con la distribución log-normal. Fuente: Adaptada de Rojo-Hernández (2020).</i>	165
<i>Figura 8.1</i>	
<i>Ilustración de la precipitación generada por frente frío.</i>	172
<i>Figura 8.2</i>	
<i>Ilustración de la precipitación generada por frente cálido.</i>	173
<i>Figura 8.3</i>	
<i>Ilustración de la precipitación convectiva.</i>	174
<i>Figura 8.4</i>	
<i>Ilustración de la precipitación orográfica.</i>	175
<i>Figura 8.5</i>	
<i>Imágenes de un pluviómetro</i>	176
<i>Figura 8.6</i>	
<i>Imágenes de un pluviógrafo</i>	177
<i>Figura 8.7</i>	
<i>Distribución de las estaciones pluviométricas y valores registrados.</i>	179
<i>Figura 8.8</i>	
<i>Dibujo de las isoyetas en la cuenca.</i>	182
<i>Figura 8.9</i>	
<i>Conformación de los polígonos de Thiessen</i>	185
<i>Figura 8.10</i>	
<i>Caso cuando el registro de la estación X es consistente.</i>	190
<i>Figura 8.11</i>	
<i>Caso cuando el registro de la estación X es inconsistente.</i>	191
<i>Figura 8.12</i>	
<i>Curva de dobles masas.</i>	194
<i>(a) para estación EX con datos sin corregir.</i>	
<i>(b) con datos corregidos.</i>	194
<i>Figura 8.13</i>	
<i>Significado de la altura de precipitación.</i>	196
<i>Figura 8.14</i>	
<i>Hietograma de precipitaciones medias de la estación Botana (Nariño) para los años 1990 a 2022.</i>	199
<i>Figura 8.15</i>	
<i>Ejemplo de un pluviográfica de la Estación Las Mercedes, ubicada en el municipio de Anapoima.</i>	200
<i>Figura 8.16</i>	
<i>Curva masa de precipitación</i>	
<i>Figura 8.</i>	201
<i>Hietograma de altura de lluvia</i>	
<i>Figura 8.17</i>	202
<i>Registro de un pluviógrafo o pluviograma.</i>	
<i>Figura 8.18</i>	202
<i>Hietograma de precipitaciones en el periodo de 10:00 am -12:00 m</i>	
	203

<i>Figura 8.19</i>	
<i>Hietograma de intensidades de lluvia para el periodo de 10:00 am -12:00 m</i>	204
<i>Figura 8.20</i>	
<i>Curvas de IDF de la estación de Obonuco Pasto.</i>	206
<i>Figura 8.21</i>	
<i>Curvas IDF para los datos de la estación. Tr en años.</i>	222
<i>Figura 8.22</i>	
<i>Líneas de igual intensidad (mm/h) para un periodo de retorno de 10 años y una duración de 30 minutos en una cuenca hidrográfica.</i>	222
<i>Figura 9.1</i>	
<i>Interacciones entre un río y el agua subterránea. a) Agua subterránea contribuyendo al curso de agua, (b) el río aporta al almacenamiento subterráneo.</i>	225
<i>Figura 9.2</i>	
<i>Agua en el suelo.</i>	229
<i>Figura 9.3</i>	
<i>Ensayo de granulometría sobre un suelo. (a) Serie de tamices. (b) Fracciones de material retenidas por diversos tamices.</i>	
<i>234 Figura 9.4</i>	
<i>Formato para representación gráfica de curvas granulométricas para suelos.</i>	
<i>235 Figura 9.5</i>	
<i>Fotografía de un infiltrómetro de doble anillo. Fuente: Laboratorio de Hidráulica Universidad de Nariño.</i>	
<i>239 Figura 9.6</i>	
<i>Ajuste de una línea recta a los logaritmos de los datos.</i>	
<i>242 Figura 9.7</i>	
<i>Comparación gráfica de los datos medidos y la curva ajustada según modelo de Horton.</i>	243
<i>Figura 9.8</i>	
<i>Representación gráfica de los datos. (a) Hietograma (b) Hidrograma de la cuenca analizada</i>	245
<i>Figura 10.1</i>	
<i>Tanque evaporímetro Clase A. (a) vista en perfil. (b) vista en planta.</i>	252
<i>Figura 10.2</i>	
<i>Fotografías tanque evaporímetro. (a) Tanque. (b) medidor de gancho.</i>	253
<i>Figura 10.3</i>	
<i>Fotografías de higrógrafo y de psicrómetro</i>	261
<i>Figura 10.4</i>	
<i>Interfaz del software EToCalc para el Ejemplo 10.3.</i>	
<i>Figura 11.1 Sección de control para monitoreo de niveles y caudales del río Pasto, Barrio Popular (Pasto, Nariño).</i>	283
<i>Figura 11.2</i>	297
<i>Curva altura-caudal para el río Pasto en la sección de control para monitoreo de niveles y caudales del Barrio Popular (Pasto, Nariño).</i>	
<i>Figura 11.3 Fotografías de un aforo del río Pasto. (a) Vadeo. (b) Micromolinete.</i>	299
<i>Figura 11.4</i>	
<i>Representación gráfica del hidrograma.</i>	301
<i>Figura 11.5</i>	
<i>Componentes de la curva del hidrograma.</i>	302

<i>Figura 11.6</i>	
<i>Gráfica del hidrograma medido en el río y su flujo base.</i>	308
<i>Figura 11.7</i>	
<i>Gráfica del hidrograma medido en el río y su flujo base</i>	309
<i>Figura 11.8</i>	
<i>(a) Relación del hidrograma unitario con respecto al hidrograma del río y el flujo base. (b)</i>	
<i>Hidrograma unitario para una lluvia efectiva de 1 cm y duración 2 horas.</i>	311
<i>Figura 11.9</i>	
<i>Gráfica de los hidrogramas para cada duración y para cada lluvia neta.</i>	314
<i>Figura 11.10</i>	
<i>Gráfica del hidrograma en S.</i>	315
<i>Figura 11.12</i>	
<i>Hidrograma de creciente.</i>	317
<i>Figura 11.13</i>	
<i>Curva del hidrograma en S.</i>	319
<i>Figura 11.14</i>	
<i>Gráfica de la curva S y los hidrogramas para cada duración y para cada lluvia neta.</i>	321
<i>Figura 12.1</i>	
<i>Curvas Intensidad – Duración – Periodo de Retorno para la estación Obonuco</i>	330
<i>Figura 12.2 Valores del tiempo de concentración alrededor del promedio.</i>	
<i>Figura 12.3</i>	
<i>Solución a la ecuación de precipitación efectiva.</i>	338
<i>Figura 12.4</i>	
<i>Hidrograma unitario adimensional del SCS. a) hidrograma adimensional y b)</i>	
<i>hidrograma unitario triangular.</i>	345

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1	<i>Volúmenes y porcentajes de agua distribuida en los diferentes compartimientos</i>	26
Tabla 2.2	<i>Recursos hídricos en el globo terrestre.</i>	27
Tabla 3.1	<i>Principales constituyentes del aire seco.</i>	37
Tabla 3.2	<i>Determinación de la temperatura de rocío a partir de los datos del psicrómetro; 1000mb: 0 a 323 m de altitud</i>	49
Tabla 3.3	<i>Corrección a la temperatura de rocío por cada 100 mb de diferencia</i>	50
Tabla 4.1	<i>Factores de conversión en radiación solar</i>	67
Tabla 4.2	<i>Radiación solar total (Ra) en el límite de la atmósfera en Ly/día.</i>	68
Tabla 4.3	<i>Flujo de radiación de onda corta (Ra) en la parte superior de la atmósfera terrestre en (cal/cm²) /día, como una función del mes, año y la latitud geográfica.</i>	69
Tabla 4.4	<i>Valores de albedo de algunas superficies comunes.</i>	70
Tabla 4.5	<i>Balance de radiación en W/m².</i>	72
Tabla 4.6	<i>Instrumentos meteorológicos para la medida de la radiación.</i>	73
Tabla 4.7	<i>Duración del día (N) en el hemisferio norte en horas.</i>	74
Tabla 4.8	<i>Duración del día para diversas latitudes, en horas.</i>	75
Tabla 5.1	<i>Clasificación de las masas de aire.</i>	86
Tabla 6.1	<i>Clasificación de la cuenca hidrográfica según el tamaño.</i>	95
Tabla 6.2	<i>Escalas recomendadas según el tamaño de la Cuenca.</i>	97
Tabla 6.3	<i>Clases de forma de la cuenca.</i>	102
Tabla 6.4	<i>Clases de forma de la cuenca hidrográfica.</i>	103
Tabla 6.5	<i>Distribución de áreas de la cuenca del río Una según su altitud.</i>	106

Tabla 6.6	Ecuaciones adicionales para cálculo del tiempo de concentración t_c .	118
Tabla 6.7	Resumen de parámetros morfométricos para las cuencas de la parte alta del Río Pasto	122
Tabla 7.1	Valores tabulados de la función de distribución de probabilidad normal	140
Tabla 7.2	Posibles valores de área bajo la curva como probabilidad.	142
Tabla 7.3	Valores de y_n y S_n según el número de años.	150
Tabla 7.4	Periodos de retorno de diseño en obras de drenaje vial.	154
Tabla 7.5	Valores de caudales máximos mensuales de caudales en (m^3/s) de la estación limnigráfica Loma Redonda sobre la corriente el Estanquillo.	164
Tabla 8.1	Principales clases de precipitación.	168
Tabla 8.2	Coordenadas de las estaciones pluviométricas y su precipitación	179
Tabla 8.3	Datos para el método de las isoyetas.	183
Tabla 8.4	Datos para el método de polígonos de Thiessen	186
Tabla 8.5	Datos y cálculos de estaciones para prueba de consistencia.	193
Tabla 8.6	Valores totales mensuales de precipitación para la estación de Botana (mm).	198
Tabla 8.7	Datos de precipitación y tiempo	
Tabla 8.8	Datos de precipitación y tiempo.	203
Tabla 8.9	Datos de intensidad de precipitación.	204
Tabla 8.10	Valores tabulados de las curvas IDF de estación de Obonuco.	207
Tabla 8.11	Formato con los registros seleccionados de precipitación en mm para el año 2011.	208
Tabla 8.12	Datos de precipitación obtenidos del pluviograma para duración de 10 minutos, para los cinco aguaceros más representativos del año 2011.	209
Tabla 8.13	Cantidades de precipitación registradas en 20, 30, 60, 120 y 360 minutos para el año de 2011.	211

Tabla 8.14	<i>Precipitaciones máximas registradas en las duraciones establecidas para cada aguacero.</i>	
Tabla 8.15	<i>Valores máximos de precipitación (en mm) para diferentes duraciones y para todos los años de registro.</i>	213
Tabla 8.16	<i>Valores máximos de intensidades de lluvia (mm/h) para diferentes duraciones y para todos los años de registro.</i>	214
Tabla 8.17	<i>Valores máximos de intensidades ordenados de mayor a menor para cada duración junto con sus años de registro.</i>	215
Tabla 8.18	<i>Valores de yn y sn, de la distribución variable reducida de Gumbel.</i>	217
Tabla 8.19	<i>Valores de la muestra, desviación estándar y media, para intensidad de 10 minutos de duración del año 2011.</i>	219
Tabla 8.20	<i>Valores de las constantes α y de μ para cada una de las duraciones en minutos.</i>	220
Tabla 8.21	<i>Intensidades probables (mm/h) para periodos de retorno (años) y duraciones (min).</i>	221
Tabla 9.1	<i>Valores típicos del coeficiente de permeabilidad para varios tipos de suelos.</i>	
Tabla 9.2	<i>Coeficiente de permeabilidad (K) y propiedades de drenaje de suelos.</i>	237
Tabla 9.3	<i>Valores medidos de tiempo acumulado y capacidad de infiltración.</i>	
Tabla 9.4	<i>Valores medidos de tiempo acumulado y capacidad de infiltración.</i>	242
Tabla 10.1	<i>Determinación de la temperatura de rocío a partir de los datos del psicrómetro; 1000mb: 0 a 323 m de altitud.</i>	262
Tabla 10.2	<i>Corrección a la temperatura de rocío por cada 100 mb de diferencia.</i>	263
Tabla 10.3	<i>Detalle de la Tabla Psicrométrica, Tabla 10.2.</i>	265
Tabla 10.4	<i>Detalle de la Tabla 10-2 para corrección a la temperatura de rocío por cada 100 mb de diferencia.</i>	265
Tabla 10.5	<i>Detalle de la Tabla 4.8 de flujo de radiación de onda corta en la parte superior de la atmósfera</i>	267

Tabla 10.6	
	<i>Detalle de la Tabla 4.8. Duración máxima de la insolación diaria "N", en horas.</i> 267
Tabla 10.8	
	<i>Valores correspondientes a las temperaturas, número de días y los correspondientes índices térmicos de cada mes "i".</i> 277
Tabla 10.9	
	<i>Número máximo de horas sol "N" para los 12 meses.</i>
Tabla 10.10	
	<i>Valores de ET_0 calculados para los meses del año.</i> 278
Tabla 10.11	
	<i>Valores de intercepción calculadas según las ecuaciones de Horton para tormentas de 25 mm.</i> 285
Tabla 10.12	
	<i>Valores de las constantes de la Ecuación 10.31.</i> 287
Tabla 10.13	
	<i>Intercepción en 1 m² de área según los experimentos de Clark</i> 288
Tabla 11.1	
	<i>Factores que afectan la forma del hidrograma.</i> 303
Tabla 11.2	
	<i>Datos de tiempo, caudal del río y caudal base.</i> 307
Tabla 11.3	
	<i>Cálculo de las ordenadas del hidrograma de escorrentía, Q ES.</i> 308
Tabla 11.4	
	<i>Cálculo del volumen bajo el hidrograma de escorrentía, usando el método de las coordenadas.</i> 309
Tabla 11.5	
	<i>Cálculo de las ordenadas del hidrograma unitario.</i> 310
Tabla 11.6	
	<i>Cálculo del hidrograma para duración dos horas y precipitación de 1mm</i> 313
Tabla 11.7	
	<i>Datos del hidrograma conocido.</i> 316
Tabla 11.8	
	<i>Cálculo del hidrograma unitario para $t_u = 1$ hora y $p_e = 1$mm.</i>
Tabla 11.9	
	<i>Cálculo del hidrograma unitario en S.</i> 318
Tabla 11.10	
	<i>Cálculo del hidrograma para duración 2 horas y precipitación 1mm</i> 320
Tabla 12.1	
	<i>Valores del coeficiente de escorrentía en áreas urbanas</i> 327
Tabla 12.2	
	<i>Valores del coeficiente de escorrentía en áreas urbanas -continuación-</i>
Tabla 12.3	
	<i>Valores del coeficiente de escorrentía en áreas rurales</i> 328

Tabla 12.4	
<i>Parámetros para uso en la fórmula para estimación de intensidad de lluvia para la estación Obonuco (municipio de Pasto)</i>	330
Tabla 12.5	
<i>Número de curva de escorrentía para áreas urbanas para una condición de humedad antecedente promedio AMCII e Ia = 0,2S</i>	339
Tabla 12.6	
<i>Número de curva de escorrentía para áreas agrícolas cultivadas para una condición de humedad antecedente promedio AMCII e Ia = 0,2S</i>	341



Editorial

Universidad de **Nariño**

Fecha de publicación: 2023
San Juan de Pasto - Nariño - Colombia

La hidrología en su esencia es la ciencia que estudia el agua, así como su distribución y dinámica circulación en el planeta Tierra. En este libro se proporcionan fundamentos teóricos y conceptuales asociados a la hidrología, enfatizando de manera especial en las variables que intervienen en el ciclo hidrológico; para cada variable se analizan los factores que la afectan, los métodos más comúnmente utilizados en el entorno nacional para su medición, se describen metodologías para el procesamiento de datos y su aplicación con propósitos de ingeniería.

Adicionalmente, el texto pretende proporcionar la información necesaria para el abordaje de estudios hidrológicos a un bajo costo, cimentando los conceptos con una revisión del estado del arte recurriendo a literatura relevante del orden nacional e internacional, así como a investigaciones científicas, que junto al aporte de la experiencia de los docentes a través de su vida profesional y académica y la incorporación de diversas informaciones y ejemplos de cálculo en el contexto de Colombia y Nariño y le otorgan al libro un equilibrio desde el punto de vista técnico y didáctico propiciando el aprendizaje significativo. El contenido del libro está adecuado a los cursos de hidrología que se ofrecen en los programas de pregrado en ingeniería, con una proyección hacia temas más avanzados, propios de niveles de postgrado.

El texto está distribuido en capítulos, cada uno de ellos asociado a un tema particular de la hidrología y del ciclo hidrológico. Se inicia con el concepto del ciclo hidrológico, se detallan sus componentes, las variables atmosféricas, la circulación en la atmósfera, la radiación actuando como la fuente de energía, así como la precipitación, infiltración, retención superficial, almacenamiento, evapotranspiración, escorrentía y relación lluvia-escorrentía. Adicionalmente, se ha incluido un capítulo relacionado con el análisis de datos a través de la probabilidad y estadística aplicadas a la hidrología



Editorial
Universidad de Nariño