



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

FACULTAD DE INGENIERÍA

CÁLCULO DEL FACTOR EROSIVO R Y SU  
IMPORTANCIA EN LA ESTIMACIÓN DE PÉRDIDA  
DEL SUELO

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO CIVIL

PRESENTA:

JORGE VÁZQUEZ MORA

DIRECTOR DE TESIS:

DRA. LILIA REYES CHÁVEZ



CIUDAD UNIVERSITARIA, Cd. Mx., 2016



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

DIVISIÓN DE INGENIERÍAS CIVIL Y GEOMÁTICA  
COMITÉ DE TITULACIÓN  
FING/DICyG/SEAC/UTIT/071/16

Señor  
JORGE VÁZQUEZ MORA  
Presente

En atención a su solicitud me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora DRA. LILIA REYES CHÁVEZ, que aprobó este Comité, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de INGENIERO CIVIL.

**"CÁLCULO DEL FACTOR EROSIVO R Y SU IMPORTANCIA EN LA ESTIMACIÓN DE PÉRDIDA DEL SUELO"**

- INTRODUCCIÓN
- I. ASPECTOS GENERALES DE LA PRECIPITACIÓN
- II. SUELO, DEGRADACIÓN Y EROSIÓN HÍDRICA
- III. ECUACIÓN UNIVERSAL DE PÉRDIDA DE SUELO
- IV. APLICACIÓN
- V. CONCLUSIONES Y/O RECOMENDACIONES
- BIBLIOGRAFÍA Y/O REFERENCIAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el Título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar Examen Profesional.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"  
Cd. Universitaria a 24 de agosto del 2016.  
EL PRESIDENTE

*Germán*

M.I. GERMÁN LÓPEZ RINCÓN

GLR/MTH\*gar.

*Alan Torres*  
Dr. Carlos Escalante S.  
28-10-16

31/10/016

*E. Vazquez*

*Escalante*  
Vo.Bo.  
31 oct 2016

*Vo.Bo.*  
*Lilia Reyes Chavez*  
28-10-16

*Vo. B.*  
*[Signature]*  
31-OCT-2016.

# Índice

<b>Introducción</b>	<b>1</b>
<b>1. Aspectos generales de la precipitación</b>	<b>2</b>
1.1. Introducción	2
1.1.1. Instrumentos de medición	4
1.1.2. Estudio de tormentas	15
1.1.3. Construcción de curvas Intensidad-Duración-Periodo de Retorno ( $I - d - Tr$ )	16
1.1.3.1. Método del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (USSCS)	16
1.1.3.2. Curvas Intensidad-Duración-Periodo de Retorno para duraciones menores a 1 hora.	17
1.2. Funciones de probabilidad para el análisis estadístico de datos hidrológicos	18
1.2.1. Distribución Uniforme	19
1.2.2. Distribución exponencial con parámetro $\beta$	20
1.2.3. Distribución exponencial con parámetro $\beta$ y $X_0$	20
1.2.4. Distribución Normal	21
1.2.5. Distribución Log normal con dos parámetros	22
1.2.6. Distribución Log normal con tres parámetros	22
1.2.7. Distribución Gamma con dos parámetros	22
1.2.8. Distribución Gamma con tres parámetros	23
1.2.9. Distribución Log Pearson tipo III	23
1.2.10. Distribuciones de valores extremos Tipo 1 (Ley de Gumbel)	24
1.2.11. Ajuste a una distribución de probabilidad	24
1.3. Estimación de parámetros de las funciones de probabilidad	24
1.3.1. Método de los momentos	24
1.3.2. Método de la máxima verosimilitud	27
1.3.3. Análisis de consistencia por métodos cuantitativos	30
1.3.3.1. Prueba estadística t de Student	30
1.3.3.2. Prueba estadística de Helmert	30
1.3.3.3. Prueba estadística de Cramer	30
1.3.3.4. Prueba de independencia de Anderson	31
<b>2. Suelo, degradación y erosión hídrica</b>	<b>33</b>
2.1. Suelo	33
2.2. Erosión del suelo	35
2.2.1. Degradación del suelo en México	36
2.3. Erosión hídrica	38
2.3.1. Mecánica de la erosión hídrica	39
2.3.2. Factores involucrados en el proceso de erosión hídrica	42
2.3.3. Tipos de erosión hídrica	43
<b>3. Ecuación universal de pérdida de suelo</b>	<b>55</b>
3.1. La Ecuación Universal de Pérdida de Suelo	55
3.1.1. Factor de erosividad por la precipitación pluvial (R)	56
3.1.2. Factor de erosionabilidad del suelo (K)	57
3.1.3. Factor topográfico, $LS$	59

3.1.4. Factor de cobertura vegetal y manejo, $C$ . . . . .	61
3.1.5. Factor de prácticas de conservación $P$ . . . . .	63
<b>4. Aplicación</b>	<b>65</b>
4.1. Área de estudio y recabación de datos pluviométricos. . . . .	65
4.2. Determinación de la homogeneidad . . . . .	68
4.2.1. Prueba estadística de Helmert . . . . .	68
4.2.2. Prueba estadística $t$ de Student . . . . .	70
4.2.3. Prueba estadística de Cramer . . . . .	71
4.3. Determinación de la independencia . . . . .	72
4.4. Ajuste de los datos a una distribución de probabilidad. . . . .	78
4.5. Cálculo del factor $R$ . . . . .	95
4.6. Cálculo del factor $K$ . . . . .	97
4.7. Cálculo del factor $LS$ . . . . .	98
4.8. Cálculo del factor de cobertura vegetal y manejo, $C$ . . . . .	99
4.9. Cálculo del factor de prácticas de conservación $P$ . . . . .	99
4.10. Estimación de la pérdida de suelo actual y potencial . . . . .	100
<b>5. Conclusiones y/o recomendaciones</b>	<b>101</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>102</b>

# Introducción

En los últimos años en la República Mexicana se han presentado diversas problemáticas originadas por las precipitaciones, siendo las principales las inundaciones y deslaves. Ante esto, es importante crear la conciencia y elaborar las acciones necesarias para prevenir y corregir los efectos negativos ante la presencia de precipitación.

El objetivo principal de esta tesis es determinar el factor erosivo de la lluvia a través de información proporcionada por pluviómetros con el fin de aplicar de manera precisa la metodología planteada sin alterar la aleatoriedad del evento en estudio, logrando reducir la incertidumbre al calcular el factor  $R$ , mismo que es una variable importante dentro del cálculo de la estimación de la pérdida de suelo en las cuencas. Estos resultados permitirán la implementación de medidas preventivas y correctivas en los sitios de interés.

Para tener una visión más amplia de los resultados que se obtendrán, en el primer capítulo se describirán los aspectos principales que intervienen en el cálculo del factor  $R$ ; por principio se describirán los tipos instrumentos que miden la precipitación, sus ventajas y desventajas que presentan para el estudio de las tormentas; la información que proporcionan estos instrumentos es necesaria para la construcción de las curvas Intensidad-Duración-Periodo de Retorno ( $I - d - Tr$ ), mediante la aplicación de los métodos ya establecidos, en este caso se empleará el Método del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (USSCS).

El establecimiento de las características del tipo de suelo, su extensión y distribución dentro de la República Mexicana y específicamente en el sitio de estudio del presente trabajo -tratados en el capítulo 2-; permite conocer los procesos de erosión y degradación que más impactan en la zona.

De entre los procesos que provocan mayor degradación del suelo se encuentra la erosión hídrica; es por eso que entender la mecánica y los factores involucrados en el mismo permite identificar los tipos de erosión hídrica que se presentan para establecer la gravedad de la pérdida de suelo.

La pérdida de suelo será determinada mediante el empleo de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (EUPS) -descrita en el capítulo 3-, de la cual, el cálculo el factor de erosividad por la precipitación pluvial ( $R$ ), se vuelve el factor más importante. Dado que al no contar con registros pluviográficos, es posible obtener las curvas Intensidad-Duración-Periodo de retorno ( $I - d - Tr$ ), a partir de datos de pluviómetros.

Si bien es cierto que el cálculo del factor  $R$  es más preciso con datos pluviográficos, el empleo de datos pluviométricos en el presente trabajo pretende establecer un método capaz de determinar el factor  $R$  con una precisión similar al calculado con datos pluviográficos, ya que la mayor parte de la información disponible sobre las precipitaciones proviene de pluviómetros. Los datos obtenidos de pluviómetros deben ser sometidos a un análisis estadístico con el fin de establecer, mediante el empleo de funciones de probabilidad, la función que mejor describa el comportamiento de la variable en estudio.

En el capítulo 4 se procederá a la obtención de factor  $R$  y al cálculo de la pérdida de suelo en Veracruz ya es uno de los estados con mayor pérdida de suelo del país, representando un grave problema para la productividad agrícola, para la seguridad de las comunidades cercanas a laderas y también afecta la vida útil de las obras hidráulicas; cabe destacar que Veracruz es uno de los estados con mayor producción agrícola y ganadera del país y es en este estado donde se aplicará la metodología propuesta, concretamente en la región centro.

Una vez caracterizado el factor  $R$  para la región en estudio, es posible determinar la pérdida de suelo que actualmente se presenta, así como también calcular la potencial pérdida de suelo de la región; teniendo en cuenta esta información, es posible implementar medidas eficaces para controlar y prevenir la pérdida de suelos, descritas el capítulo 5.

La información sobre la cantidad de suelo que se pierde debido a la erosión hídrica y el conocimiento sobre las medidas de control de pérdida de suelo, proporcionan una perspectiva más amplia sobre la inestabilidad de laderas, prevención de deslaves y pérdida de productividad, permitiendo evitar futuros desastres naturales, sociales y económicos.

# Capítulo 1

## Aspectos generales de la precipitación

### 1.1. Introducción

La precipitación es toda forma de humedad que puede originarse desde las nubes localizadas a cierta altitud o por la condensación de vapor de agua sobre la superficie del suelo, y puede presentarse en forma de:

- Lluvias
- Granizadas
- Lloviznas
- Nevadas

Para que se presente alguno de estos tipos de precipitación se deben cumplir las condiciones mínimas siguientes:

- Presencia de núcleos de condensación.
- Temperaturas cercanas al punto de rocío.
- Continua aportación de vapor de agua.

### Origen de la precipitación

El proceso de precipitación en forma de lluvia es un fenómeno meteorológico que se presenta en forma de gotas líquidas de agua, se produce cuando las masas de aire cargadas de humedad se elevan por turbulencia o convección, formando nubes o cristales de hielo, el constante movimiento de las pequeñas gotas de agua, que no superan 0.1mm de diámetro, hace que choquen unas con otras y se vayan agrupando en gotas cada vez más grandes, cuando las gotas alcanzan un tamaño tal que, las fuerzas que las mantienen suspendidas no son suficientes y estas se precipitan en forma de lluvia, algunas características de las gotitas de las nubes son:

- Tienen un diámetro aproximado de 0.02 *mm*.
- Espaciamiento entre gotitas de 1 *mm*.

Este proceso puede ser considerado como el más importante dentro del ciclo hidrológico.

### Características de las formas de precipitación

- **Lluvia:** Se presenta cuando las gotas de agua tienen un diámetro mayor de 0.5 *mm*.
- **Granizadas:** Es la precipitación de hielo en forma de bolas o formas irregulares, se producen por nubes convectivas, su diámetro varía entre 5 y 125 *mm*.
- **Lloviznas:** Las velocidades de caída son bajas, cuyas gotas de agua son pequeñas con diámetro que varía entre 0.1 y 0.5 *mm*.
- **Nevadas:** Están compuestas por cristales de hielo traslucido, con formas complejas.

### Clasificación de la precipitación

De acuerdo al mecanismo por el cual se origina, la precipitación se puede clasificar en:

#### Precipitación de convección

Cuando se presenta un clima con altas temperaturas, se produce una mayor evaporación sobre la superficie del agua, formando grandes masas de vapor de agua que al elevarse se van enfriando de acuerdo a la adiabática seca o húmeda; con gradiente adiabático seco se enfría  $1^{\circ}C/100m$ , y saturado  $0.5^{\circ}C/100m$ .

Las masas de vapor se acumulan en puntos llamados **células de convección**<sup>1</sup>, a partir de este punto las masas pueden seguir elevándose hasta llegar a grandes alturas donde se generan las condiciones para la condensación y la precipitación (figura 1.1).

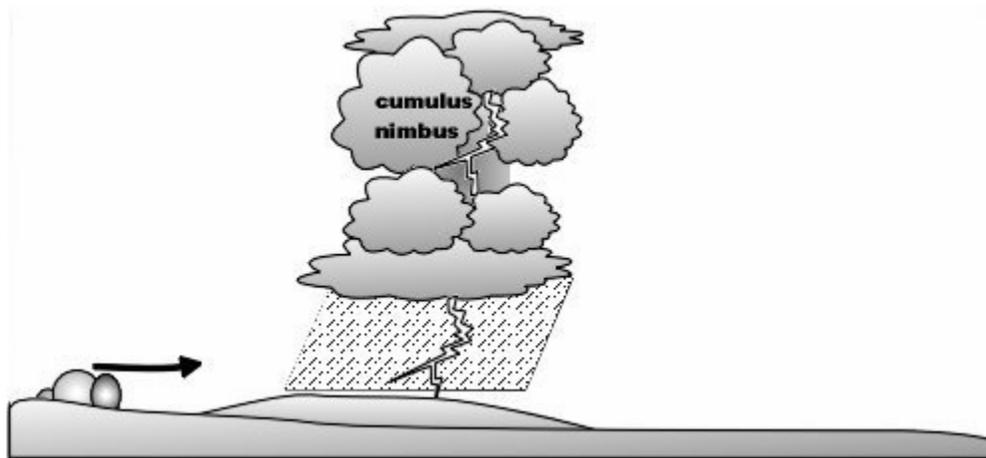


Figura 1.1: Precipitación de convección. (Fuente: Villón Béjar, 2002)

#### Precipitación orográfica

Cuando el vapor que se produce sobre la superficie del agua es empujado por acción del viento hacia las montañas, las nubes ascienden por las laderas hasta una altura donde se presentan las condiciones necesarias para la condensación y la consiguiente precipitación (figura 1.2).

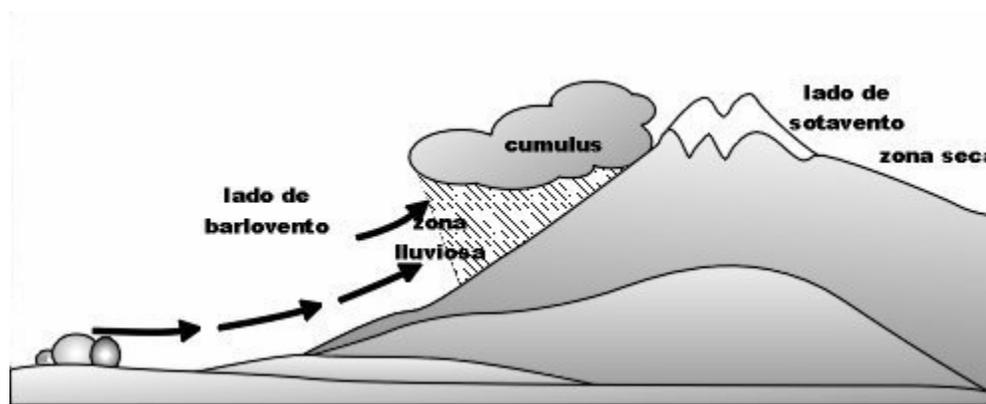


Figura 1.2: Precipitación orográfica. (Fuente: Villón Béjar, 2002)

<sup>1</sup>Es un sistema en el que se calienta un fluido, pierde densidad y es forzado a ir a una región de mayor densidad. El ciclo se repite y un patrón de las formas de movimiento.

## Precipitación ciclónica

Se presenta cuando masas de aire con diferente temperatura y humedad se encuentran, provocando que las nubes con mayor temperatura sean impulsadas a las partes más altas, donde se produce la condensación y precipitación. Este tipo de precipitaciones generalmente están asociadas con el paso de ciclones o zonas de baja presión (figura 1.3).

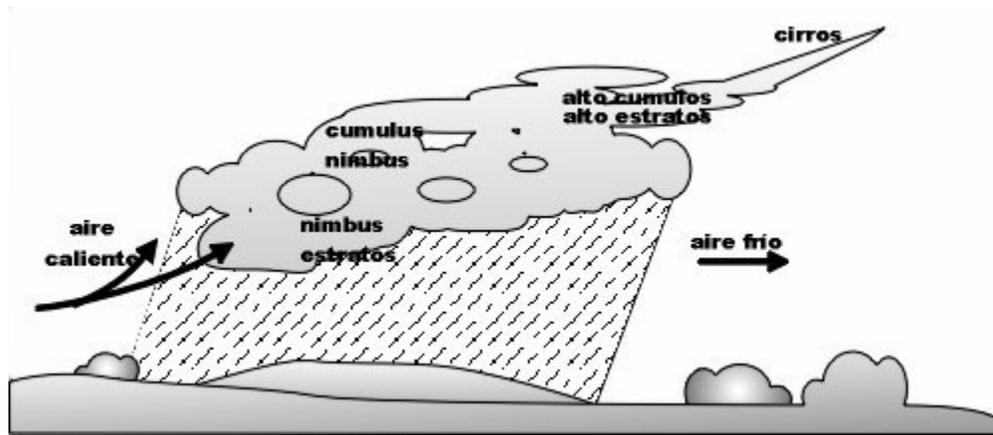


Figura 1.3: Precipitación ciclónica. (Fuente: Villón Béjar, 2002)

En la naturaleza el origen de la lluvia se presenta de forma combinada, de modo que una precipitación determinada puede originarse de cualquiera de las formas o una combinación de ellas.

## Medición de la precipitación

La precipitación se mide en términos de la altura de la lámina de agua ( $hp$ ), y comúnmente se expresa en milímetros. Ésta altura de lámina de agua indica la altura que alcanzaría el agua al acumularse sobre una superficie horizontal, si el agua permaneciera en el mismo lugar donde ha caído. La mayoría de los instrumentos de medición basan su funcionamiento en la exposición de recipientes cilíndricos abiertos expuestos a la intemperie, estos recipientes recogen el agua de lluvia u otro tipo de precipitación y registran su altura; los instrumentos de medición se clasifican de acuerdo con el registro de las precipitaciones, estos pueden ser discretos, continuos o instantáneos.

Para medir la precipitación se emplean principalmente los pluviógrafos y los pluviómetros, y cuando se necesitan mediciones de manera instantánea se utilizan radares meteorológicos, siempre que se tengan disponibles.

### 1.1.1. Instrumentos de medición

#### Pluviógrafo

El pluviógrafo es un instrumento que genera información de precipitación pluvial de manera continua, se caracteriza por registrar automáticamente la altura de precipitación de manera continua o a intervalos pequeños de tiempo, siendo posible analizar la variación en el tiempo de la lluvia en intervalos de minutos. Existen tres tipos de pluviógrafos de uso común:

- Pluviógrafo de flotador o de sifón. Cuenta con un mecanismo está formado por un tambor que gira a velocidad constante sobre el que se coloca un papel graduado especialmente; en el recipiente se coloca un flotador que sube verticalmente a medida que el nivel del agua en el recipiente aumenta, este movimiento vertical mueve una pluma sobre el papel. El recipiente normalmente tiene una capacidad de 10 mm de lluvia y, al alcanzarse esta capacidad, se vacía automáticamente mediante un sifón (Figura 1.4).

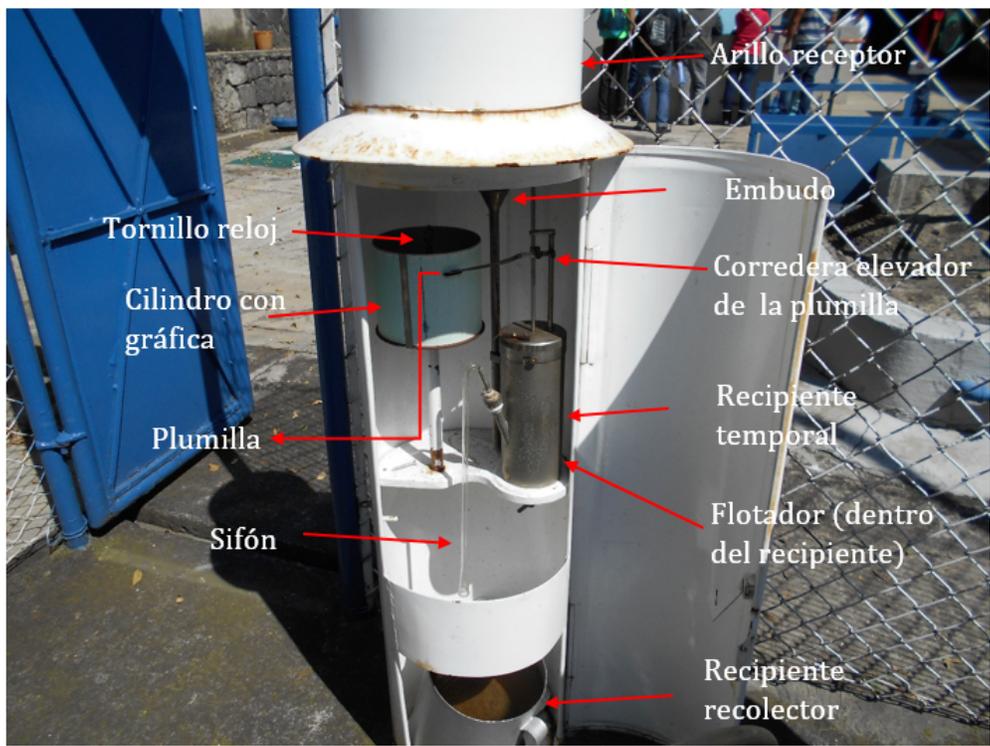


Figura 1.4: Pluviógrafo de flotador o sifón.

- Pluviógrafo de balanza. Basa su funcionamiento en el registro continuo de la masa del tanque recibidor, más la lluvia acumulada utilizando un sistema de balanza, previamente debe de haberse fijado una masa estándar de agua, para tener un punto base de medición, generalmente esta masa es de 150g a 200g. Estos pluviógrafos son muy útiles para registros de nieve, granizo y mezcla de lluvia y nieve (Figura 1.5 y 1.6).

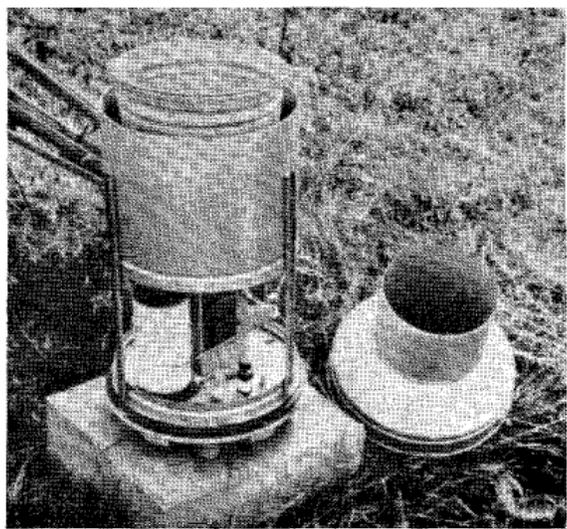


Figura 1.5: Pluviógrafo de balanza. (Fuente: Ven Te et al., 1994)

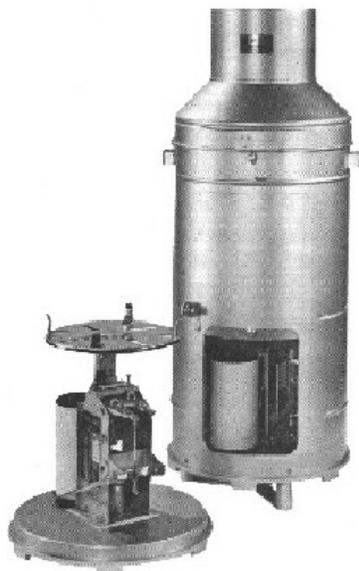


Figura 1.6: Pluviógrafo de balanza. (Fuente: *Universida de Sevilla (U.S.)*)

- Pluviógrafo de cubeta basculante. Funciona mediante dos cubetas, la primera de ellas capta el agua de lluvia mediante un cono, cuando la cubeta se llena, se desequilibra y descarga el líquido en la segunda cubeta; este movimiento basculante activa un circuito eléctrico que registra la intensidad de la lluvia (figura 1.7).

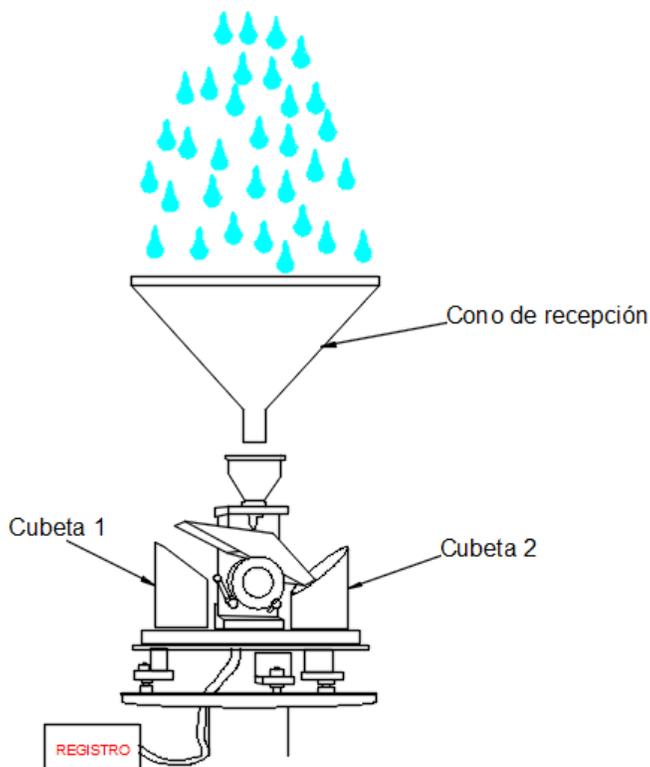


Figura 1.7: Pluviógrafo de cubeta basculante.

El uso de pluviógrafos tiene ventajas tales como son:

- Mide cualquier tipo de precipitación.
- Su registro de la lluvia es en función del tiempo, mediante gráficos o digitalizadores.
- Detecta gotas tan pequeñas que, permite calcular el volumen de agua de lluvia horizontal y neblina.

También es preciso mencionar sus desventajas, y las principales son:

- No permite conocer con certeza la hora de inicio y fin del evento medido.
- Puede presentar errores de medición debido a la altitud y las altas velocidades de viento.
- El software puede fallar.
- Son costosos.

### Pluviómetro

Los medidores que registran la información de precipitación de forma discreta y los que más se utilizan en México son los pluviómetros (figura 1.8.), de estos se obtienen lecturas a intervalos de tiempo generalmente largos de 24 horas, pero también se pueden tener lecturas en intervalos de 6 o 12 horas. Están formados por un recipiente cilíndrico graduado de área transversal al que descarga un embudo que capta el agua de lluvia, y cuya área de captación es (1)(figura 1.9). Se acostumbra colocar en el embudo un par de mallas para evitar la entrada de basura u otros objetos; el área de captación (1) es normalmente diez veces mayor que el área del recipiente (2), con el objeto de que, por cada milímetro de lluvia, se deposite un centímetro en el recipiente. De este modo, es posible hacer lecturas a simple vista hasta de una décima de milímetro de lluvia, que corresponde a un milímetro depositado en el recipiente.



Figura 1.8: Pluviómetro.

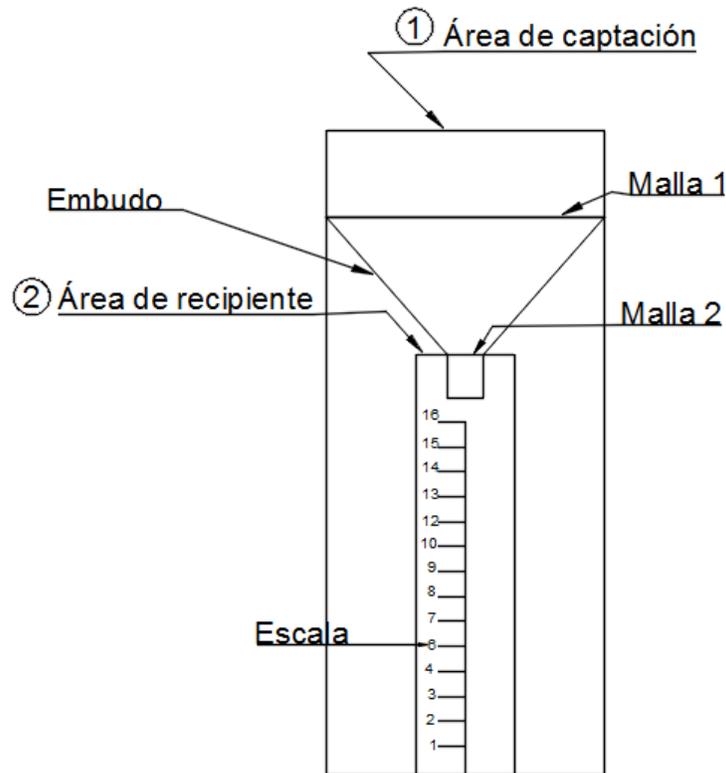


Figura 1.9: Partes de un pluviómetro.

Así como los pluviógrafos tienen ventajas y desventajas para la medición de precipitación, los pluviómetros presentan las siguientes:

#### Ventajas

- Permite realizar mediciones más precisas cuando se presenta una precipitación considerable, esto es porque el agua alcanza una altura importante dentro del tubo.
- Los pluviómetros con tubo de descarga son bastante buenos para medir llovizna o precipitaciones moderadas.

#### Desventajas

- Solo miden la precipitación para un área específica.
- Tienen que ser revisados cada 24 horas (para el caso de México), por un observador.
- Pueden presentar deformaciones por golpes y abolladuras.
- Es poco fiable para la recopilación de datos en condiciones extremas de viento, como es el caso de un huracán.
- Las cantidades medidas son ligeramente menores debido a que las gotas se adhieren a las paredes del embudo recolector.

#### Estación Meteorológica Automática

En México la mayoría de las mediciones de la precipitación se realizan en las Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs), las cuales cuentan con un conjunto de dispositivos eléctricos y mecánicos que realizan mediciones de las variables meteorológicas de forma automática.

Una Estación Meteorológica Automática, está conformada por un grupo de sensores que registran y transmiten información meteorológica de los sitios donde están estratégicamente colocadas. Su función principal es la recopilación y monitoreo de algunas variables meteorológicas para generar archivos del promedio de cada 10 minutos de todas las variables, esta información es enviada vía satélite en intervalos de 1 o 3 horas por estación.

El área representativa de las estaciones es de 5 km de radio aproximadamente, en terreno plano, excepto en terreno montañoso.

Sensores que integran la Estación:

- Velocidad del viento
- Dirección del viento
- Presión atmosférica
- Temperatura y Humedad relativa
- Radiación solar
- Precipitación

En México se tienen 189 Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs), con transmisión vía satélite. Existen dos tipos de estructura donde van montadas las estaciones: estructura tipo andamio (figura 1.10) y estructura de tipo torre triangular (figura 1.11).

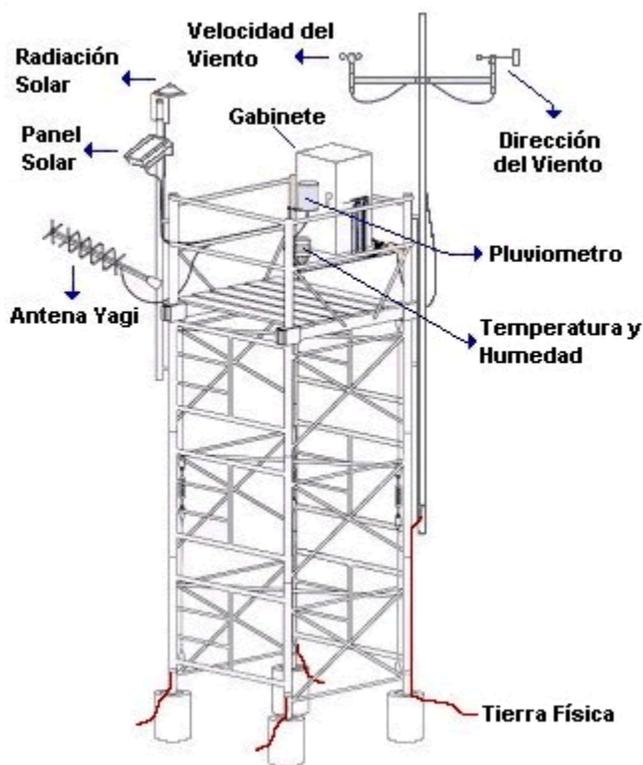


Figura 1.10: Estructura de Tipo Andamio. (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional)

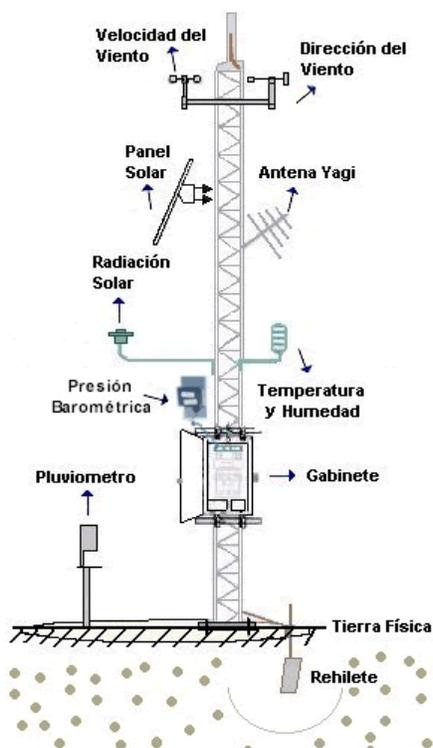


Figura 1.11: Estructura de Tipo Torre Triangular. (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional)

### Radares

De las “nuevas” tecnologías para estimar la precipitación y que se empezó a desarrollar durante la Segunda Guerra Mundial, son los radares meteorológicos (figura 1.12), en aquellos años el uso del radar se limitaba solamente al campo militar, pero pronto los expertos en radares observaron que los equipos eran tan sensibles que, incluso, podían detectar lluvia.

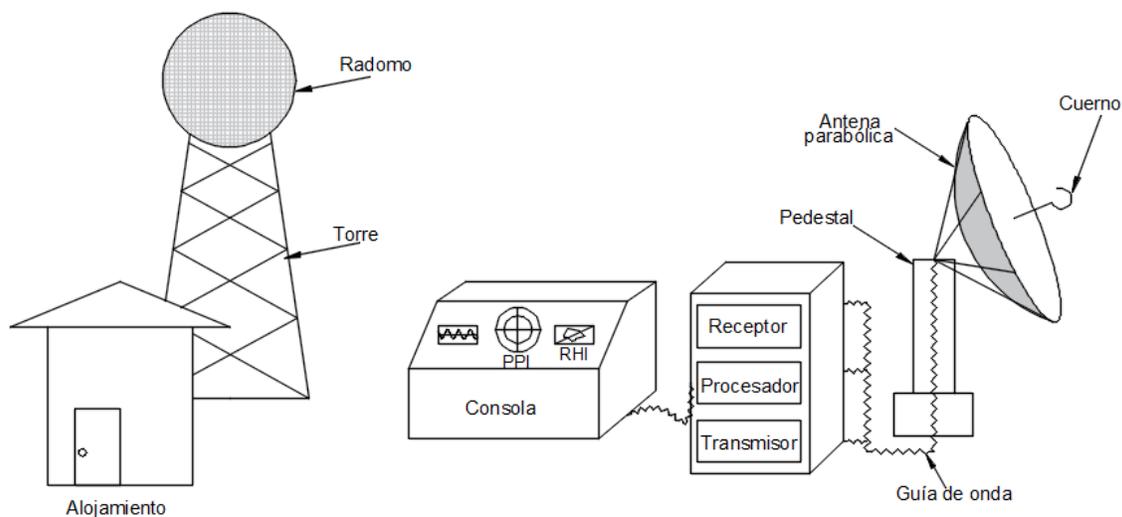


Figura 1.12: Componentes de un radar tradicional.

El principio de funcionamiento (figura 1.13.) de estos aparatos para la estimación de lluvia, no se basa en la medición de la cantidad de agua, sino en la reflectividad de las gotas de agua presentes en las nubes (1), el radar (2) envía una señal de microondas de determinada radiofrecuencia (3) y cuando la señal incide en algún objeto, es

reflejada por este en varias direcciones (4) y captada por el receptor, que procesa y amplifica la señal para obtener la información; el grado de señal recibida permite determinar la intensidad de reflectividad, que depende del tamaño y densidad de las gotas; por consiguiente, es posible conocer el tipo de precipitación. El radar también puede proveer imágenes para localización y movimiento de nubes de tormenta, y es particularmente útil para el seguimiento de tornados.

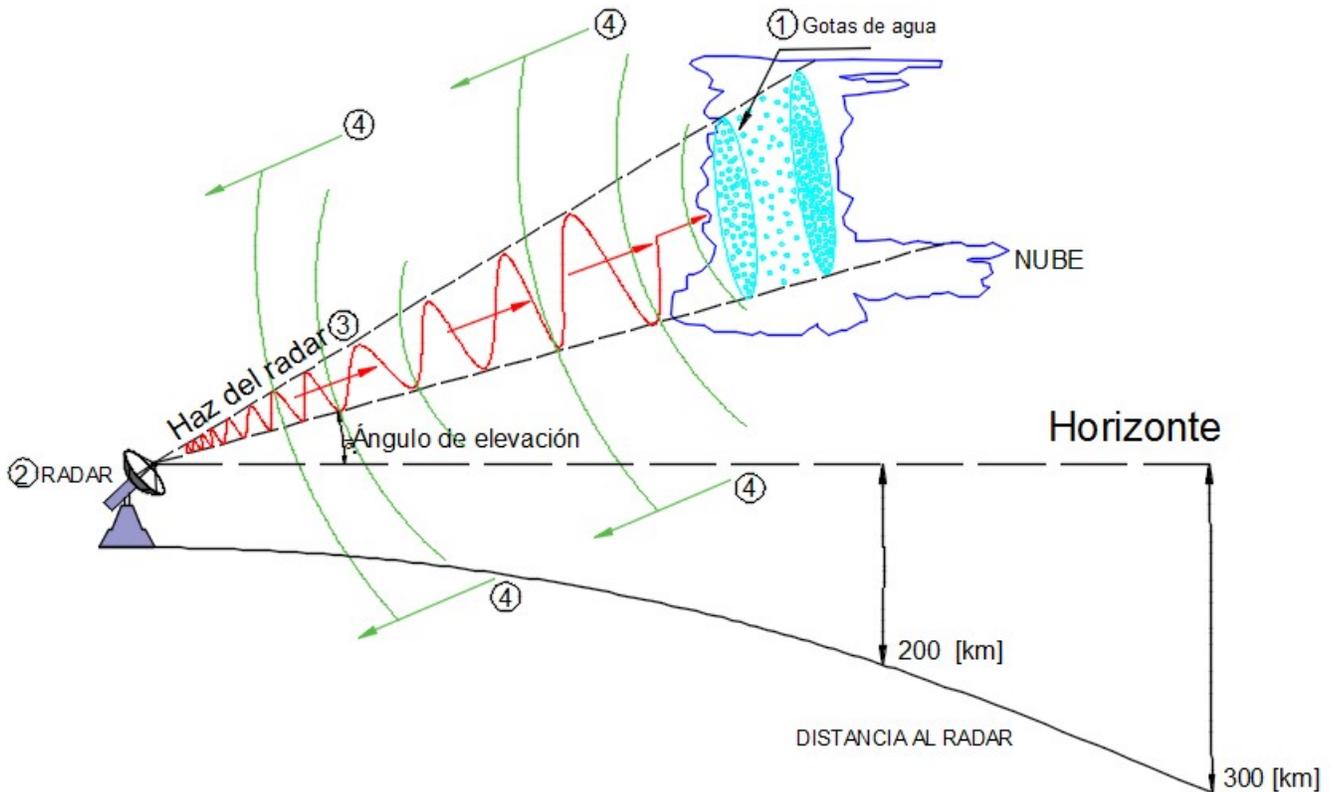


Figura 1.13: Funcionamiento de un radar meteorológico.

### Tipos de radares meteorológicos

De acuerdo al tipo de banda con el que opera un radar (rango de frecuencia), depende la sensibilidad de detección de lluvia, ya que las gotas de agua (blancos) tienen diferentes tamaños, existen tres tipos o variaciones de radares meteorológicos:

- Banda *S*.
- Banda *C*.
- Banda *X*.

### Radar de Banda *S*.

El radar de banda *S* (figura 1.14) trabaja con frecuencias en 2 GHz y 4 GHz, una longitud de onda de 8 cm a 10 cm, se utilizan para distintos rangos de distancia ( $0 < r < 290$  km). Dentro de sus ventajas están:

- Tienen excelente penetración a través de la atmósfera y de tormentas intensas.
- No se ven afectados por la atenuación.
- Ideal para zonas tropicales, debido a la presencia de lluvia en concentraciones muy elevadas.



Figura 1.14: Radares de banda S. (Fuente: Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorología (CRAHI))

Pero también se tienen que considerar las siguientes desventajas:

- Solo detecta gotas grandes.
- No detecta zonas de gestación de lluvia.
- Necesita una antena de grandes dimensiones, por consiguiente tienen
- Un precio elevado, debido a la estructura y mecanismos necesarios.

### Radars de Banda X.

Por otro lado los radares de banda X manejan frecuencias de 8 GHz y 12 GHz, con una longitud de onda de 2.5[cm] a 4[cm] y su rango de detección es menor a 60[km]. Las ventajas que presenta con respecto del radar de banda S son:

- Capaz de detectar pequeñas gotas de agua, inclusive las que no precipitan.
- Útiles para el estudio de desarrollo de nubes.
- El disco de la antena es pequeño y por lo tanto
- El precio es menor.

Pero este tipo de radar tiene sus propias desventajas como son:

- La penetración del haz a través de tormentas es muy baja.
- Presenta una atenuación excesiva aún sin tormenta; por tal motivo
- Su alcance es corto.



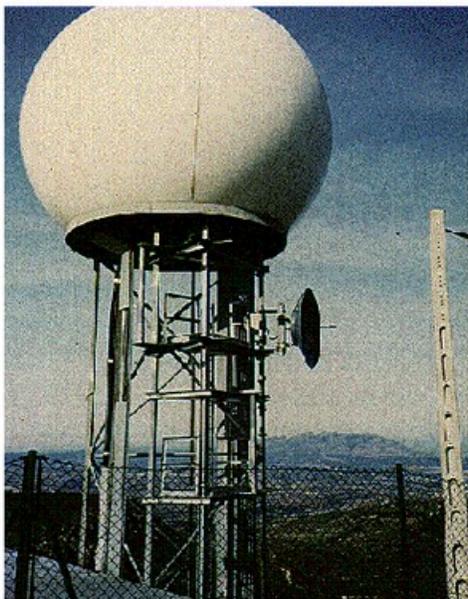
Radar de banda X del LTHE de Grenoble instalado junto a Marsella durante la experiencia HIRE.

Figura 1.15: Radar de banda X. (Fuente: Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (CRAHI))

### Radar de Banda C.

Este radar presenta características intermedias, maneja frecuencias de 8 GHz y 12 GHz, longitudes de onda de 4.0[cm] a 8.0[m] y alcances de hasta 120[km]. En general también tienen un balance entre las ventajas y desventajas de los radares de banda X y S; tales como:

- Disco de antena relativamente pequeño.
- Una penetración adecuada para la mayoría de los casos.
- Su costo es relativamente bajo.



Radar de banda C del INM instalado en el Pic de les Agulles, Corbera, a unos 25 km de Barcelona

Figura 1.16: Radar banda C. (Fuente: Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (CRAHI))

En México, existe una Red Nacional de Radares Meteorológicos formada por 13 radares (véase figura 1.17); todos provistos con el sistema de medición Doppler, que también permite conocer la velocidad y dirección del

viento y nubes de tormenta. Toda la información registrada es enviada al centro colector de datos ubicado en las instalaciones del Servicio Meteorológico Nacional en la Ciudad de México, aquí es donde se analiza, procesa y almacena la información. Esta red tiene una cobertura aproximada del 70 % del territorio nacional.



Figura 1.17: Radares en México. (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional)

Por otra parte, como todo instrumento de medición siempre tiene sus ventajas y desventajas, para el caso del radar presenta las siguientes de manera general:

### Ventajas

- El radar meteorológico es equivalente al empleo de cientos de pluviómetros distribuidos a lo largo de la zona de cobertura del radar, que transmiten la información en tiempo real.
- Tiene además la posibilidad de realizar estudios de volumen de la nube, a diferentes cortes o secciones, así como de dar seguimiento y estudio de fenómenos severos como huracanes.

### Desventajas de medición

- Ocultación de lluvia en capas bajas de la atmósfera próxima al radar.
- La llovizna es difícil de localizar debido a la débil reflectividad.
- La lluvia presente por detrás de una montaña o una zona de fuerte precipitación.
- Suelo o ecos fijos procedentes de obstáculos muy próximos al transmisor.
- Estimación menor de lluvia que cae cerca de una montaña.
- Estimación menor de lluvia procedente de una nube de poco espesor.
- Propagación anómala de la señal por condiciones anticiclónicas.
- Cantidad sobreestimada de lluvia cuando existe evaporación.
- La atenuación del haz del radar por las lluvias encontradas más cerca, dejan menos señal para identificar a aquellas más lejanas.
- Cuando la velocidad radial de cualquier precipitación que se desplaza a más de 55.56 km/h, se registrará incorrectamente.

### Desventajas del equipo

- Requieren un sistema ininterrumpible de energía.
- Necesitan de sistema de protección contra incendios y un sistema de comunicaciones.

Debido a las desventajas de los instrumentos, es importante tratar de combinar los datos de radares con los datos obtenidos de pluviómetros y pluviógrafos, toda esta información servirá para alimentar modelos hidrológicos y así obtener una mejor estimación de la precipitación, que permitirá conocer posibles riesgos de inundación o eventos extraordinarios de lluvias.

#### 1.1.2. Estudio de tormentas

Las tormentas son un conjunto de lluvias que produce una misma perturbación meteorológica, con características definidas, por lo que un evento de tormenta puede durar pocos minutos, varias horas e incluso días, pudiendo abarcar desde pequeñas zonas hasta enormes extensiones.

Es importante poder analizar las tormentas ya que intervienen en los cálculos o estudios previos, al diseño de obras de ingeniería hidráulica como pueden ser:

- Estudio de drenaje.
- Determinación de gastos máximos que deben pasar por el vertedero de una presa, o que deben liberarse para impedir inundaciones.
- Conservación de suelos.
- Cálculo de diámetro de alcantarilla

Conocer las precipitaciones y su distribución, es de gran importancia ya sea para fines hidrológicos, meteorológicos y edafológicos, ya que se pueden obtener parámetros y realizar modelos matemáticos, mejorando y generando la información necesaria para el diseño de obras civiles, para crear mecanismos de prevención donde existan zonas de riesgo relacionadas con este fenómeno y para una mejor planeación en algunos procesos agrícolas.

La relación de la intensidad de la lluvia con su duración y su probabilidad de ocurrencia, está dada por las curvas de Intensidad-Duración-Período de retorno, conocidas como Curvas  $I - d - Tr$ . Estas curvas resultan de unir una serie de puntos representativos de la intensidad media en intervalos de diferente duración, y correspondientes a un mismo periodo de retorno, cuya finalidad será la de aportar patrones de conducta de las lluvias. Durante el análisis de las tormentas se deben considerar los siguientes elementos fundamentales, con el fin de tener una visión más clara de las Curvas  $I - d - Tr$ .

La intensidad, es la cantidad de agua precipitada por unidad de tiempo. De acuerdo con esto se expresa como:

$$i = \frac{hp}{d} \quad (1.1)$$

Donde:

$i$  = Intensidad máxima, en  $mm/hr$ .

$hp$  = Altura de precipitación, en  $mm$ .

$d$  = Duración en horas.

La duración corresponde al tiempo que transcurre a partir del inicio y hasta el fin de la tormenta. Esta definición esta directamente asociada con el periodo de duración de la tormenta, siendo importante para la determinación de las intensidades máximas.

La frecuencia, es el número de ocasiones que se presenta una tormenta, con características de intensidad y duración definidas en un periodo tiempo, generalmente años.

El periodo de retorno, es el intervalo de tiempo promedio, dentro del cual un evento de magnitud  $x$ , puede ser igualado o excedido, por lo menos una vez en promedio, y representa el inverso de la frecuencia, es decir (Villón Béjar, 2002):

$$Tr = \frac{1}{f} \quad (1.2)$$

Cabe señalar, que cuando sólo se dispone de un pluviómetro en una estación, sólo se podrá conocer la intensidad media en 24 horas. Esta información puede inducir a errores por defecto, ya que las lluvias de corta duración son, en general, las más intensas.

### 1.1.3. Construcción de curvas Intensidad-Duración-Periodo de Retorno ( $I - d - Tr$ )

En México, la red de pluviógrafos es escasa; sin embargo, los registros de pluviómetros, que registran lluvias máximas acumuladas en veinticuatro horas es más densa. En estos dispositivos las lecturas se toman todos los días a las 8:00 a.m., como altura de lámina de agua en mm.

Existen diferentes métodos para la construcción de las curvas  $I - d - Tr$ , la metodología más común usada para su cálculo consiste básicamente en realizar un análisis de frecuencia a cada una de las series de valores máximos de precipitación obtenidas para cada duración. La secuencia para su construcción es la siguiente:

1. Determinar las intensidades máximas. Se escogen de una serie de años de registro las horas más lluviosas, pueden ser las 24, 12, etcétera. Luego se dividen los valores de dichas precipitaciones por sus duraciones obteniendo así las intensidades máximas en  $mm/hr$ . La serie a la cual se le realiza el análisis puede ser seleccionada de tres formas:
  - Serie máximas anuales, que está conformada por cada uno de los valores máximos de precipitación observados en cada uno de los años de registro.
  - Serie de duraciones parciales, en la cual la serie de datos está conformada por aquellos datos que sobrepasan un valor base predefinido.
  - Serie de excedencias anuales, en la cual el valor base, de la serie anterior, es seleccionado de tal forma que el número de datos que conforman la serie sea igual al número de años de registros.
2. Aplicar alguna distribución estadística y realizar ajustes.
3. Realizar el calculo para cada duración de las intensidades, asociadas a diferentes periodos de retorno.
4. Se grafican las curvas uniendo los valores asociados a iguales periodos de retorno.

Ya que no se cuenta con un registro pluviográfico, la obtención de las curvas  $I - d - Tr$  se hace por medio de la  $hp_{24hrs}$  haciendo posible la obtención de la precipitación para diferentes duraciones.

#### 1.1.3.1. Método del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (USSCS)

Este método toma en cuenta los registros de precipitación máximas anuales, estos registros deben ser multiplicados por el factor de corrección de medición (1.13); también es necesario inferir la precipitación de 1 hora de duración y periodo de retorno de 2 años ( $hp_{1hr}^{2 años}$ ), esto mediante el empleo del valor medio de las precipitaciones máximas anuales en 24 horas y el número medio de días con precipitación con  $hp \geq 1 [mm]$  durante el año. El método hace uso de la figura 1.18.

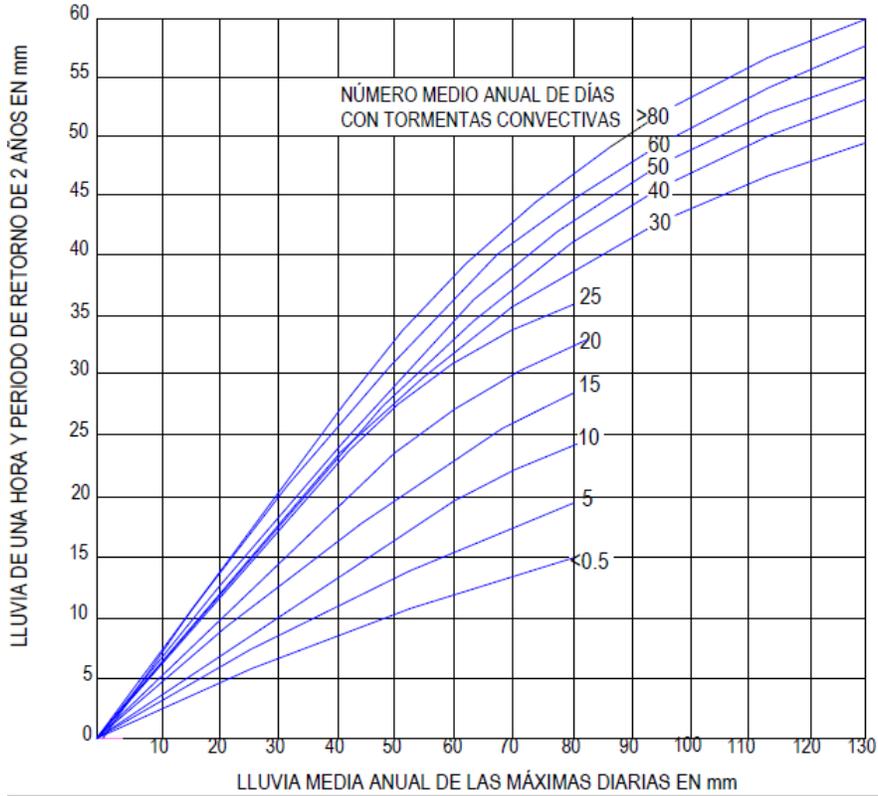


Figura 1.18: Estimación de  $hp_{1hr}^{2 años}$ .

Con este valor es posible estimar el factor de lluvia  $R$  este factor se define como:

$$R = \frac{hp_{1hr}^{2 años}}{hp_{24hrs}^{2 años}} \tag{1.3}$$

donde  $hp_{24hrs}^{2 años}$  es la precipitación obtenida con la distribución de probabilidad que mejor se ajuste. Con esta relación es posible obtener la precipitación de 1 hora de duración con distintos periodos de retorno empleando la expresión siguiente:

$$hp_{1hr}^{Tr} = R hp_{24hrs}^{Tr} \tag{1.4}$$

Los valores para distintos periodos de retorno se obtienen aplicando la distribución de probabilidad de mejor ajuste. Una vez obtenidos los valores de  $hp_{1hr}^{Tr}$  y  $R hp_{24hrs}^{Tr}$ , es posible obtener precipitaciones con duraciones mayores a 1 hora y menores a 24 horas por medio de interpolación.

### 1.1.3.2. Curvas Intensidad-Duración-Periodo de Retorno para duraciones menores a 1 hora.

Para inferir las precipitaciones menores a 1 hora se emplea la expresión siguiente:

$$hp_d^{Tr} = C hp_{1hr}^{Tr} \tag{1.5}$$

la constante  $C$  está en función de la duración  $d$  en minutos, los valores para distintas duraciones se muestran en la siguiente tabla:

Duración [min]	10	20	30	40	50	60
$C$	0.32	0.54	0.71	0.82	0.91	1

Tabla 1.1: Valores de la constante  $C$  para duraciones menores a 1 hora.

Después de obtener las curvas  $hp - d - Tr$  se procede a obtener la intensidad para las distintas duraciones y periodos de retorno:

$$i_d^{Tr} = \frac{hp_d^{Tr}}{d} \quad (1.6)$$

## 1.2. Funciones de probabilidad para el análisis estadístico de datos hidrológicos

Las estaciones meteorológicas proporcionan una gran cantidad de datos hidrológicos; datos que por sí solos, únicamente son información de eventos pasados o que acaban de suceder, pero si estos datos se organizan y analizan de forma adecuada permiten realizar predicciones de eventos mediante principios matemáticos.

Los procesos hidrológicos son por naturaleza imposibles de predecir de manera exacta y son parcialmente azarosos, por lo tanto son de naturaleza probabilística. Es aquí donde los conceptos de probabilidades y estadística se vuelven una herramienta imprescindible para el análisis de datos hidrológicos.

Pero es importante diferenciar entre un proceso probabilístico y un proceso probabilístico estocástico. La característica principal de un proceso estocástico es que la naturaleza de las variables aleatorias varían a lo largo del tiempo. En un proceso probabilístico donde la variable del tiempo no interviene, el orden de las variables no importa y se toma por hecho que tiene un determinado comportamiento dado por un modelo probabilístico o distribución de frecuencias.

Es así que, dada una variable aleatoria  $X$  (precipitaciones, intensidades o caudales máximos) descrita por una función de distribución de probabilidad, permite calcular:

- Las probabilidades de ocurrencia de los distintos estados de la variable aleatoria  $X$ , o los valores que puede tomar la variable.
- La probabilidad de producirse valores mayores o menores a un determinado límite o parámetro.
- El valor de la probabilidad de ocurrencia asociado a cada valor de la variable aleatoria.

La aplicación de modelos probabilísticos o de distribución sintetiza la información sobre las probabilidades vinculadas a cada estado y hace más fácil conocer y manejar el comportamiento de la variable estudiada. La distribución de probabilidad nos representa la probabilidad de ocurrencia de una variable aleatoria.

Dependiendo del tipo de variable con la que se esté trabajando ya sea discreta o continua, se usarán modelos probabilísticos discretos o continuos. Los modelos discretos son aquellos donde el número de valores que puede tomar la variable aleatoria  $X$  es finito, es decir aquellos donde la función de densidad de probabilidad y función de probabilidad acumulada se encuentran definidas en determinados valores que toma la variable aleatoria  $X$ .

Las distribuciones que manejan variables aleatorias discretas son principalmente:

- Distribución Binomial.
- Distribución de Poisson.
- Distribución Geométrica.
- Distribución Hipergeométrica.

Las distribuciones de variable aleatoria continua son:

- Distribución uniforme.
- Distribución exponencial con parámetro  $\beta$
- Distribución exponencial con parámetro  $\beta$  y  $X_0$
- Distribución Normal.
- Distribución Log normal con dos parámetros.

- Distribución Log normal con tres parámetros.
- Distribución Gamma con dos parámetros.
- Distribución Gamma con tres parámetros.
- Distribución Log Pearson tipo III
- Distribuciones de valores extremos Tipo I o tipo exponencial (ley de Gumbel)

Los procesos hidrológicos cambian en el espacio y tiempo, por lo tanto las variables que se manejan son de naturaleza continua y se aplicaran las distribuciones de variable aleatoria mencionadas anteriormente y descritas a continuación.

### 1.2.1. Distribución Uniforme

Esta distribución se caracteriza por que la probabilidad de la variable aleatoria es uniforme en un intervalo cerrado de valores, digamos  $[\alpha, \beta]$ , en otras palabras todos los valores dentro del intervalo tienen la misma probabilidad de ocurrencia.

En términos de la función densidad una variable aleatoria continua es uniforme entre  $\alpha$  y  $\beta$  si:

$$f_X(x) = \begin{cases} 0 & \text{si } x < \alpha \\ \frac{1}{\beta - \alpha} & \text{si } \alpha \leq x \leq \beta \\ 0 & \text{si } x > \beta \end{cases} \quad (1.7)$$

Para todas las distribuciones continuas las probabilidades se calculan planteando lo siguiente:

$$F(X \leq x) = F_X(x) = \int_{-\infty}^x f_X(x) dx \quad (1.8)$$

Por lo tanto las probabilidades resultan ser:

$$F_X(X \leq x) = \begin{cases} 0 & \text{si } x < \alpha \\ \frac{x - \alpha}{\beta - \alpha} & \text{si } \alpha \leq x \leq \beta \\ 1 & \text{si } x > \beta \end{cases} \quad (1.9)$$

Además:

$$\mu_x = \frac{\alpha + \beta}{2} \quad (1.10)$$

$$\sigma_x^2 = \frac{(\beta - \alpha)^2}{12} \quad (1.11)$$

### 1.2.2. Distribución exponencial con parámetro $\beta$

Una variable aleatoria continua  $X$  presenta una distribución exponencial con parámetro  $\beta$ , si su función de densidad está dada por (Walpole et al., 1999):

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\beta}e^{-x/\beta}, & \text{si } x > 0 \\ 0, & \text{en cualquier otro caso} \end{cases} \quad (1.12)$$

Donde  $\beta > 0$

La función de distribución exponencial acumulativa se calcula de la siguiente manera:

$$F(x) = \int_0^x \frac{1}{\beta}e^{-\frac{x}{\beta}} dx = 1 - e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (1.13)$$

Donde  $\beta$  es un parámetro de escala.

además

$$\mu_x = \beta \quad (1.14)$$

$$\sigma_x^2 = \beta^2 \quad (1.15)$$

### 1.2.3. Distribución exponencial con parámetro $\beta$ y $X_0$

Función de densidad

$$f(x) = \frac{1}{\beta}e^{-\left(\frac{x-x_0}{\beta}\right)} \quad (1.16)$$

Función de probabilidad

$$F(x) = 1 - e^{-\left(\frac{x-x_0}{\beta}\right)} \quad (1.17)$$

Donde

$X_0$  Parámetro de ubicación

además:

$$\mu = x_0 + \beta \quad (1.18)$$

$$\sigma_x^2 = \beta^2 \quad (1.19)$$

$$\gamma = 2 \quad (1.20)$$

### 1.2.4. Distribución Normal

En la distribución normal también llamada distribución gaussiana, la variable aleatoria continua  $X$  tiene la distribución en forma de campana. Esta distribución no es nula para todos los valores reales y depende del parámetro de ubicación  $\mu$  y del parámetro de escala  $\sigma$ .

La función de densidad de la variable aleatoria normal  $X$  es:

$$f_X(x) = \frac{e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2}}{\sigma\sqrt{2\pi}} \quad -\infty < x < \infty \quad (1.21)$$

Para calcular las probabilidades es:

$$F(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2} dx \quad (1.22)$$

Además:

$$E(X) = \mu \quad (1.23)$$

$$E(X - \mu)^2 = \sigma^2 \quad (1.24)$$

$$\gamma = 0 \quad (1.25)$$

$$k = 3 \quad (1.26)$$

$$M(t) = e^{\mu t + \left(\frac{\sigma^2 t^2}{2}\right)} \quad (1.27)$$

$$C(\theta) = e^{i\mu\theta - \left(\frac{\sigma^2 \theta^2}{2}\right)} \quad (1.28)$$

### 1.2.5. Distribución Log normal con dos parámetros

Esta distribución se aplica en casos donde una transformación de logaritmo natural tiene como resultado una distribución normal (Walpole et al., 1999). Si la variable aleatoria  $Y = \ln(X)$  esta normalmente distribuida, entonces se dice que  $X$  está distribuida en forma lognormal (Ven Te et al., 1994). Y su función de densidad es:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{x\sigma_y\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left[\frac{\ln(x)-\mu_y}{\sigma_y}\right]^2} & \text{si } x > 0 \\ 0, & \text{si } x \leq 0 \end{cases} \quad (1.29)$$

Donde

$\mu_y$  Parámetro de ubicación

$\sigma_y$  Parámetro de escala

además:

$$E(X) = e^{((\mu+\sigma^2)/2)} \quad (1.30)$$

$$Var(X) = e^{2\mu+2\sigma^2}(e^{\sigma^2} - 1) \quad (1.31)$$

$$\gamma > 0$$

### 1.2.6. Distribución Log normal con tres parámetros

Su función de densidad es:

$$f(x) = \frac{1}{(x-x_0)\sigma_y\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left[\frac{\ln(x-x_0)-\mu_y}{\sigma_y}\right]^2} \quad x > x_0 \quad (1.32)$$

Donde

$X_0$  Parámetro de ubicación

$\mu_y$  Parámetro de ubicación

$\sigma_y$  Parámetro de escala

### 1.2.7. Distribución Gamma con dos parámetros

Una variable aleatoria tiene una distribución gamma, con parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  si su función de densidad es:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\alpha^\beta\Gamma(\beta)} x^{\beta-1} e^{-\frac{x}{\alpha}}, & \text{si } x \geq 0 \\ 0, & \text{en cualquier otro caso} \end{cases} \quad (1.33)$$

Cuando  $\alpha > 0$  y  $\beta > 0$

Para calcular las probabilidades es:

$$F(X) = \frac{1}{\alpha^\beta\Gamma(\beta)} \int_0^x x^{\beta-1} e^{-\frac{x}{\alpha}} dx \quad (1.34)$$

Donde

$\alpha$  Parámetro de escala

$\beta$  Parámetro de forma

$\Gamma(\beta)$  Función Gamma completa

Además:

$$\mu = \beta\alpha \quad (1.35)$$

$$\sigma^2 = \alpha^2\beta \quad (1.36)$$

$$\gamma = \frac{2}{\sqrt{\beta}} \quad (1.37)$$

### 1.2.8. Distribución Gamma con tres parámetros

Esta distribución tiene como función de densidad:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\alpha^\beta \Gamma(\beta)} (x - x_0)^{\beta-1} e^{-\left(\frac{x-x_0}{\alpha}\right)}, & \text{si } 0 \leq x < \infty \text{ y } \alpha > 0 \\ 0, & \text{en cualquier otro caso} \end{cases} \quad (1.38)$$

Donde

$x_0$  Parámetro de ubicación

$\alpha$  Parámetro de escala

$\beta$  Parámetro de forma

Además:

$$\mu = x_0 + \alpha\beta \quad (1.39)$$

$$\sigma_x^2 = \alpha^2\beta \quad (1.40)$$

$$k = 3 \left( 1 + \frac{\gamma^2}{2} \right) \quad (1.41)$$

$$\gamma = \frac{2}{\sqrt{\beta}} \quad (1.42)$$

### 1.2.9. Distribución Log Pearson tipo III

Cuando el  $\ln(X)$  sigue una distribución gamma de tres parámetros, entonces la variable aleatoria  $X$  sigue una distribución Log Pearson tipo III. Con la siguiente función de densidad:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\alpha^\beta \Gamma(\beta)x} (\ln x - y_0)^{\beta-1} e^{-\left(\frac{\ln x - y_0}{\alpha}\right)}, & \text{si } 0 < x < \infty \text{ y } \gamma > 0 \\ 0, & \text{en cualquier otro caso} \end{cases} \quad (1.43)$$

Donde

$y_0$  Parámetro de ubicación

$\alpha$  Parámetro de escala

$\beta$  Parámetro de forma

Para  $\beta > 1$  entonces  $1/\alpha > 0$

### 1.2.10. Distribuciones de valores extremos Tipo 1 (Ley de Gumbel)

Su función de densidad tiene la siguiente forma:

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-\left(\frac{x-v}{\alpha}\right)} e^{-e^{-\left(\frac{x-v}{\alpha}\right)}} \quad -\infty < x < \infty, \alpha > 0 \quad (1.44)$$

Para calcular la probabilidad:

$$F(X) = e^{-e^{-\left[\frac{x-v}{\alpha}\right]}} \quad (1.45)$$

Donde

$v$  Parámetro de ubicación

$\alpha$  Parámetro de escala

Además:

$$E(X) = v + 0.5772\alpha \quad (1.46)$$

$$\sigma^2 = \frac{\pi^2 \alpha^2}{6} \quad (1.47)$$

$$\gamma = 1.1396 \quad (1.48)$$

$$k = 5.4002 \quad (1.49)$$

### 1.2.11. Ajuste a una distribución de probabilidad

Cuando se ha determinado el tipo de modelo probabilístico que se aplicará, se deberán calcular los parámetros del modelo y revisar que sea consistente. Para la estimación de los parámetros que nos permitirán realizar el ajuste de un conjunto de datos hidrológicos a una distribución de probabilidad, se pueden usar los siguientes métodos:

- Método de los momentos
- Método de la máxima verosimilitud

Y para el análisis de consistencia hay disponibles dos métodos:

- Métodos gráficos
- Métodos cuantitativos:
  - Prueba T de Student
  - Prueba de Helmert
  - Prueba de Cramer

## 1.3. Estimación de parámetros de las funciones de probabilidad

### 1.3.1. Método de los momentos

Este método considera que los momentos de la función de densidad de probabilidad entorno al origen son iguales a los momentos generados de la información de la muestra. Esto es como si a cada valor de la información de la muestra fuese tratado como una «masa» e igualado a la frecuencia relativa de ocurrencia del evento, formando un sistema de masas hipotético; ahora si suponemos que este sistema rota entorno al origen (en un sistema cartesiano)  $x = 0$ , el primer momento de cada observación o dato  $x_i$  alrededor del origen, se calcula multiplicando el brazo de momento  $x_i$  por la masa  $1/n$ , siendo así que la sumatoria de los momentos de toda la información corresponde a la media de la muestra. En términos matemáticos es:

$$\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \bar{x} \quad (1.50)$$

esto es equivalente a calcular el centroide de un cuerpo; y el correspondiente a una función de probabilidad es:

$$\mu = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx \quad (1.51)$$

De esta forma se obtienen los estimadores por momentos para las distribuciones de probabilidad:

- Distribución uniforme.

$$\hat{\alpha} = \bar{x} - \sqrt{3}S \quad (1.52)$$

$$\hat{\beta} = \bar{x} + \sqrt{3}S \quad (1.53)$$

- Distribución exponencial con parámetro  $\beta$

$$\hat{\beta} = \frac{1}{\hat{\mu}} = \frac{1}{\bar{x}} \quad (1.54)$$

- Distribución exponencial con parámetro  $\beta$  y  $X_0$

$$\hat{\beta} = S \quad (1.55)$$

$$\bar{x}_0 = \bar{x} - S \quad (1.56)$$

- Distribución Normal.

$$\hat{\mu} = \bar{x} \quad (1.57)$$

- Distribución Log normal con dos parámetros.

$$\hat{\mu}_y = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln x_i \quad (1.58)$$

- Distribución Log normal con tres parámetros.

$$\hat{x}_0 = \bar{x} \left( 1 - \frac{\hat{\eta}_x}{\hat{\eta}_z} \right) \quad (1.59)$$

Donde

$$\hat{\eta}_x = \frac{S}{\bar{x}} \quad (1.60)$$

$$\hat{\eta}_z = \frac{1 - W^{\frac{2}{3}}}{W^{\frac{1}{3}}} \quad (1.61)$$

$$W = \frac{(g^2 + 4)^{\frac{1}{2}} - g}{2} \quad (1.62)$$

$$\hat{\mu}_y = \ln \left( \frac{S}{\hat{\eta}_z} \right) - \frac{1}{2} \ln (\hat{\eta}_z^2 + 1) \quad (1.63)$$

$$\hat{\sigma}_y = [\ln (\hat{\eta}_z^2 + 1)]^{\frac{1}{2}} \quad (1.64)$$

- Distribución Gamma con dos parámetros.

$$\hat{\alpha} = \frac{s^2}{\bar{x}} \quad (1.65)$$

$$\hat{\beta} = \left(\frac{\bar{x}}{s}\right)^2 \quad (1.66)$$

- Distribución Gamma con tres parámetros.

$$\hat{\beta} = \frac{4}{g^2} \quad (1.67)$$

$$\hat{\alpha} = \frac{S}{\sqrt{\hat{\beta}}} \quad (1.68)$$

$$\hat{x}_0 = \bar{x} - S\sqrt{\hat{\beta}} \quad (1.69)$$

- Distribución Log Pearson tipo III

Método directo

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{A+3} \quad (1.70)$$

$$\mu_r = \sum_{i=1}^n \frac{X_i^r}{n}; \quad r = 1, 2, 3 \quad (1.71)$$

$$B = \frac{\ln(\hat{\mu}_3) - 3 \ln(\hat{\mu}_1)}{\ln(\hat{\mu}_2) - 2 \ln(\hat{\mu}_1)} \quad (1.72)$$

$$C = \frac{1}{B-3} \quad (1.73)$$

Si  $3.5 < B \leq 6$

$$A = -0.23019 + 1.65262C + 0.20911C^2 - 0.04557C^3 \quad (1.74)$$

Si  $3 < B \leq 3.5$

$$A = -0.45157 + 1.99955C \quad (1.75)$$

$$\hat{\beta} = \frac{\ln(\hat{\mu}_2) - 2 \ln(\hat{\mu}_1)}{\ln(1 - \hat{\alpha})^2 - \ln(1 - 2\hat{\alpha})} \quad (1.76)$$

$$\hat{y}_0 = \ln(\hat{\mu}_1) + \hat{\beta} \ln(1 - \hat{\alpha}) \quad (1.77)$$

Método indirecto

$$\hat{\alpha} = \frac{S_y}{\sqrt{\hat{\beta}}} \quad (1.78)$$

$$\hat{\beta} = \frac{4}{g_y^2} \quad (1.79)$$

$$\hat{y}_0 = \bar{y} - S_y \sqrt{\hat{\beta}} \quad (1.80)$$

donde  $\bar{y}$ ,  $S_y$ ,  $g_y$  son los estadísticos de la serie  $y_i = \ln(x_i)$

- Distribuciones de valores extremos Tipo I o tipo exponencial (ley de Gumbel)

$$\hat{v} = \bar{x} - 0.45S \quad (1.81)$$

$$\hat{\alpha} = \frac{\sqrt{6}}{\pi} S = 0.78S \quad (1.82)$$

### 1.3.2. Método de la máxima verosimilitud

La idea principal de este método se basa en tomar como estimación del parámetro de una función de probabilidad, el valor que haga máxima la probabilidad (verosimilitud) de ocurrencia de la muestra estudiada. Ahora suponiendo que la muestra se divide en incrementos de longitud  $dx$  y tomamos una muestra de observaciones distribuidas igualmente  $x_1, x_2 \dots x_n$ ; se tiene que el valor de la densidad de probabilidad para  $X = x_i$  es  $f(x_i)$  y la probabilidad de ocurrencia de la variable aleatoria dentro del intervalo  $x_i$  es  $f(x_i) dx$ , ya que las observaciones de la muestra son independientes entre sí, su probabilidad de ocurrencia esta dada por una función de probabilidad condicional, es decir que se trata del producto probabilidades de ocurrencia  $f(x_1) dx + f(x_2) dx \dots f(x_n) dx = \left[ \prod_{i=1}^n f(x_i) \right] dx^n$ , teniendo en cuenta que el tamaño del intervalo  $dx$  es fijo, calcular la máxima probabilidad conjunta de la muestra estudiada es equivalente a maximizar la función de verosimilitud.

$$L = \prod_{i=1}^n f(x_i) \quad (1.83)$$

Como hemos visto muchas de las funciones de densidad son exponenciales y en estos casos es conveniente trabajar con la función logaritmo natural para simplificar las funciones.

$$\ln L = \sum_{i=1}^n \ln [f(x_i)] \quad (1.84)$$

Los estimadores por máxima verosimilitud determinados para las funciones descritas anteriormente son:

- Distribución uniforme.

$$\hat{\alpha} = \text{mín}\{x\} \quad (1.85)$$

$$\hat{\beta} = \text{máx}\{x\} \quad (1.86)$$

- Distribución exponencial con parámetro  $\hat{\beta}$

$$\hat{\beta} = \frac{1}{\hat{\mu}} = \frac{1}{\bar{x}} \quad (1.87)$$

- Distribución exponencial con parámetro  $\hat{\beta}$  y  $X_0$

$$\hat{\beta} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{(1)})}{n - 1} \quad (1.88)$$

$$\hat{x}_0 = x_{(1)} - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{(1)})}{n - 1} \left( \frac{1}{n} \right) = x_{(1)} - \frac{\hat{\beta}}{n} \quad (1.89)$$

Donde

$x_{(1)}$  es el primer valor de la muestra ordenada de menor a mayor.

- Distribución Normal.

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1} \quad (1.90)$$

- Distribución Log normal con dos parámetros.

$$\hat{\sigma}_y^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\ln x_i - \hat{\mu}_y)^2}{n} \quad (1.91)$$

- Distribución Log normal con tres parámetros.

$$\hat{\mu}_y = \sum_{i=1}^n \frac{\ln(x_i - \hat{x}_0)}{n} \quad (1.92)$$

$$\hat{\sigma}_y^2 = \sum_{i=1}^n \frac{1}{n} [\ln(x_i - \hat{x}_0) - \hat{\mu}_y]^2 \quad (1.93)$$

Y el estimador  $\hat{x}_0$  se obtiene al resolver

$$F(\hat{x}_0) = \sum_{i=1}^n \frac{1}{(x_i - \hat{x}_0)} (\hat{\mu}_y - \hat{\sigma}_y^2) - \sum_{i=1}^n \left\{ \left[ \frac{1}{(x_i - \hat{x}_0)} \right] \ln(x_i - \hat{x}_0) \right\} = 0 \quad (1.94)$$

■ Distribución Gamma con dos parámetros.

$$\hat{\alpha} = \frac{\bar{x}}{\hat{\beta}} \quad (1.95)$$

El estimador  $\hat{\beta}$  se obtiene al resolver

$$F(\hat{\beta}) = \hat{\mu}_y - \ln(\hat{\mu}_x) + \ln(\hat{\beta}) - \psi(\hat{\beta}) = 0 \quad (1.96)$$

Su derivada es

$$F'(\hat{\beta}) = \frac{1}{\hat{\beta}} - \psi'(\hat{\beta}) \quad (1.97)$$

Empleando el parámetro  $\hat{\beta}$  como valor inicial

$$\hat{\beta} = \frac{1 + \sqrt{1 + \frac{4}{3}C}}{4C} \quad (1.98)$$

$$C = \ln\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i\right) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i) = \ln(\bar{x}) - \bar{y} \quad (1.99)$$

La aproximación de Thom de la función digamma de  $\hat{\beta}$  es

$$\psi(\hat{\beta}) \approx \ln(\hat{\beta}) - \frac{1}{2\hat{\beta}} - \frac{1}{12(\hat{\beta})^2} \quad (1.100)$$

La aproximación de la función trigamma de  $\hat{\beta}$  es

$$\psi'(\hat{\beta}) = \frac{1}{(\hat{\beta} + 2)} + \frac{1}{2(\hat{\beta} + 2)^2} + \frac{1}{6(\hat{\beta} + 2)^3} - \frac{1}{30(\hat{\beta} + 2)^5} + \frac{1}{42(\hat{\beta} + 2)^7} - \frac{1}{30(\hat{\beta} + 2)^9} + \frac{1}{(\hat{\beta} + 1)^2} + \frac{1}{\hat{\beta}^2} \quad (1.101)$$

■ Distribución Gamma con tres parámetros.

$$\hat{\beta} = \frac{1}{1 - \frac{n^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_0) \sum_{i=1}^n \left[ \frac{1}{(x_i - \hat{x}_0)} \right]}} \quad (1.102)$$

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_0) - \frac{n}{\sum_{i=1}^n \left[ \frac{1}{(x_i - \hat{x}_0)} \right]} \quad (1.103)$$

El estimador  $\hat{x}_0$  se obtiene al resolver

$$\frac{\partial \text{Ln}L}{\partial \beta} = F(\hat{x}_0) = \sum_{i=1}^n \ln(x_i - \hat{x}_0) - n \ln(\hat{\alpha}) - n\psi(\hat{\beta}) = 0 \quad (1.104)$$

- Distribución Log Pearson tipo III

$$\hat{\beta} = \frac{1}{1 - \frac{n^2}{\sum_{i=1}^n [\ln(x_i) - \hat{y}_0] \sum_{i=1}^n \left[ \frac{1}{\ln(x_i) - \hat{y}_0} \right]}} \quad (1.105)$$

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\ln(x_i) - \hat{y}_0] - \frac{n}{\sum_{i=1}^n \left[ \frac{1}{\ln(x_i) - \hat{y}_0} \right]} \quad (1.106)$$

El estimador  $\hat{y}_0$  se obtiene resolviendo

$$F(\hat{y}_0) = \sum_{i=1}^n \ln[\ln(x_i) - \hat{y}_0] - n \ln(\hat{\alpha}) - n\psi(\hat{\beta}) = 0 \quad (1.107)$$

- Distribuciones de valores extremos Tipo I o tipo exponencial (ley de Gumbel)

Considerando la variable reducida Gumbel

$$y_i = \frac{x_i - v}{\alpha} \quad (1.108)$$

se tiene el proceso iterativo

$$P = n - \sum_{i=1}^n e^{-y_i} \quad (1.109)$$

$$R = n - \sum_{i=1}^n y_i + \sum_{i=1}^n y_i e^{-y_i} \quad (1.110)$$

Con el criterio de convergencia

$$\frac{P}{\hat{\alpha}} \approx 0 \quad (1.111)$$

$$y$$

$$\frac{-R}{\hat{\alpha}} \approx 0 \quad (1.112)$$

Incrementos

$$\delta_{v_j} = (1.11P_j - 0.26R_j) \frac{\alpha_i}{n} \quad (1.113)$$

$$\delta_{\alpha_j} = (0.26P_j - 0.61R_j) \frac{\alpha_i}{n} \quad (1.114)$$

Finalmente se obtiene

$$\hat{v}_{j+1} = \hat{v}_j + \delta_{v_j} \quad (1.115)$$

Prueba T-student

$$\hat{\alpha}_{j+1} = \hat{\alpha}_j + \delta_{\alpha_j} \quad (1.116)$$

### 1.3.3. Análisis de consistencia por métodos cuantitativos

#### 1.3.3.1. Prueba estadística t de Student

Las pruebas t de Student se pueden usar para comparar diferencias entre las medias de dos grupos u observaciones independientes, o para comparar las medias de dos observaciones, cuando las diferencias entre las medias es significativa, es porque existe una pérdida de homogeneidad; es por eso que esta prueba es muy útil para detectar la inconsistencia de la media.

Si se considera una serie de datos u observaciones  $Q_i^j$  para  $i = 1, 2, \dots, n_j$ , del sitio  $j$ , y se divide en dos conjuntos de igual tamaño  $n_1 = n_2 = \frac{n_j}{2}$ , con esta consideración el estadístico de prueba se define por la ecuación siguiente:

$$t_d = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\left[ \frac{n_1 s_1^2 + n_2 s_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \left( \frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (1.117)$$

Siendo

$\bar{x}_1, s_1^2$  la media y varianza de la primera parte del registro de tamaño  $n_1$ .

$\bar{x}_2, s_2^2$  la media y varianza de la segunda parte del registro de tamaño  $n_2$ .

El valor absoluto de  $t_d$  se compara con el valor de la distribución t de Student de dos colas, y con  $v = n_1 + n_2 - 2$  grados de libertad y para un nivel de significancia  $\alpha = 0.05$ .

Se puede concluir que, se considerara que la diferencia entre las medias es prueba de falta de homogeneidad y por lo tanto los datos u observaciones  $Q_i^j$  se consideran no homogéneos, si y solo si, el valor absoluto de  $t_d$  es mayor que el valor de la distribución t de Student.

#### 1.3.3.2. Prueba estadística de Helmert

Esta prueba estadística permite comprobar la homogeneidad de una serie de datos, su cálculo es sencillo y consiste en calcular las desviaciones y analizar su signo, para cada evento  $Q_i^j$  de la serie  $j$ , los datos deben estar ordenados cronológicamente, al analizar las desviaciones veremos que unos valores están por encima y otros por debajo de la media  $\overline{Q^j}$  (que es el valor central). Si una desviación de cierto signo es seguida de otra del mismo signo, se dice que se forma una secuencia (S), de lo contrario se considera como un cambio (C).

Por lo tanto una serie de datos se considera homogénea, si se cumple lo siguiente:

$$-\sqrt{n_j - 1} \leq (S - C) \leq \sqrt{n_j - 1} \quad (1.118)$$

#### 1.3.3.3. Prueba estadística de Cramer

Algunas veces puede ser mas conveniente comparar la media  $\overline{Q^j}$  de toda la serie de datos del registro y la media de una cierta parte del registro  $Q_i^j$ , con el propósito de verificar su homogeneidad de la serie  $j$  para  $i = 1, 2, \dots, n_j$  y además para determinar si el valor medio no varía significativamente de un periodo de tiempo a otro. Para lograr esto se consideran tres bloques de datos:

1. El tamaño total de la muestra  $n_j$ .
2. El 60% de los últimos valores de la muestra  $n_j(n_{60})$ .
3. El 30% de los últimos valores de la muestra  $n_j(n_{30})$ .

Se comparará la media de los bloques  $\overline{Q^j}_{60}$  y  $\overline{Q^j}_{30}$  y se compararan con la media  $\overline{Q^j}$ . La serie de datos analizados se considerará estacionaria, si cumple que no existe una diferencia significativa entre las medias de los bloques.

$$\overline{Q^j} = \sum_{i=1}^{n_j} \frac{Q_i^j}{n_j} \quad (1.119)$$

para una sola muestra analizada  $j = 1$

$$S_Q^j = \left[ \frac{1}{(n_j - 1)} \sum_{i=1}^{n_j} (Q_i^j - \bar{Q}^j)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1.120)$$

$$\bar{Q}_{60}^j = \sum_{k=1}^{n_{60}} \frac{Q_k^j}{n_{60}} \quad (1.121)$$

$$\bar{Q}_{30}^j = \sum_{k=1}^{n_{30}} \frac{Q_k^j}{n_{30}} \quad (1.122)$$

$$\tau_{60}^j = \frac{\bar{Q}_{60}^j - \bar{Q}^j}{S_Q^j} \quad (1.123)$$

$$\tau_{30}^j = \frac{\bar{Q}_{30}^j - \bar{Q}^j}{S_Q^j} \quad (1.124)$$

$$t_w = \left\{ \frac{n_w (n_j - 2)}{n_j - n_w \left[ 1 + (\tau_w^j)^2 \right]} \right\}^{\frac{1}{2}} |\tau_w^j| \quad (1.125)$$

para  $w = 60$  y  $w = 30$

El estadístico  $t_w$  tiene una distribución t de Student de dos colas con  $v = n_1 + n_2 - 2$  grados de libertad y para un nivel de significancia  $\alpha = 0.05$ . Si y solo si el valor absoluto de  $t_w$ , para  $w = 60$  y  $w = 30$ , es mayor que la distribución t de Student, se puede concluir que la diferencia entre las medias es evidencia de inconsistencia y por lo tanto la serie de datos  $Q_i^j$  se considera no homogénea.

#### 1.3.3.4. Prueba de independencia de Anderson

Su finalidad es verificar si un conjunto de variables aleatorias pertenecientes a una muestra, provienen de una población que sigue las leyes de alguna distribución de probabilidad específica. Esta prueba hace uso del coeficiente de autocorrelación serial de orden  $r_k^j$ , que indica que tanto es afectado un evento por el evento anterior a él, el cual está desfasado o tiene diferentes tiempos de retraso  $k$ .

La ecuación para obtener el coeficiente de autocorrelación serial con tiempo de retraso  $k$  es:

$$r_k^j = \frac{\sum_{i=1}^{n_j-k} (Q_i^j - \bar{Q}^j) (Q_{i+k}^j - \bar{Q}^j)}{\sum_{i=1}^{n_j} (Q_i^j - \bar{Q}^j)^2} \quad (1.126)$$

para  $k = 1, 2, \dots, \frac{n_j}{3}$

En la ecuación anterior  $n$  es el tamaño de la muestra o serie de datos hidrológicos observados  $Q_i^j$ , además:

$$\overline{Q^j} = \sum_{i=1}^{n_j} \frac{Q_i^j}{n_j} \quad (1.127)$$

Los límites superior e inferior al 95 % de confianza para  $r_k^j$  se pueden obtener con las ecuaciones:

$$L_{\text{sup}} = r_k^j (95 \%) = \frac{-1.0 + 1.964\sqrt{(n_j - k - 1)}}{n_j - k} \quad (1.128)$$

$$L_{\text{inf}} = r_k^j (95 \%) = \frac{-1.0 - 1.964\sqrt{(n_j - k - 1)}}{n_j - k} \quad (1.129)$$

La gráfica que relaciona en el eje de las abscisas los retrasos ( $k$ ) y en eje de las ordenadas los coeficientes de autocorrelación serial de orden ( $k$ ), es decir los valores estimados para  $r_k^j$  y junto con los límites de confianza superior e inferior, se le denomina correlograma de la muestra. Si y solo si, el 10 % de los valores  $r_k^j$  sobrepasan los límites de confianza se dice que la serie  $Q_i^j$  es independiente y por lo tanto es una variable que sigue las leyes de alguna distribución de probabilidad.

## Capítulo 2

# Suelo, degradación y erosión hídrica

### 2.1. Suelo

La palabra suelo tiene diferentes interpretaciones de acuerdo al interés de cada profesional, así por ejemplo para el agricultor es un conjunto de materias orgánicas e inorgánicas de la superficie terrestre, capaz de sostener vida vegetal. Para el geólogo es todo material producto de la intemperización y con contenido de materia orgánica ubicado cerca de la superficie; es por eso que para fines de este trabajo, suelo puede definirse como aquel material que infiltra, almacena, redistribuye, drena, es transportado y modificado por el agua pluvial. Los suelos se crean mediante la erosión de material primigenio y su deposición local o mediante el arrastre y deposición hacia otro sitio; es un sistema complejo que se forma por la interacción continua y simultánea de la materia, a partir del cual se origina, del clima, del tipo de vegetación y fauna y de las condiciones particulares del relieve (SEMARNAT).

Toda esta gran cantidad de interacciones da lugar a distintos tipos de unidades suelo, actualmente están reconocidas 32 unidades de suelo por el Sistema Internacional Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (WRB) (Working Group et al., 2014), las cuales se enlistan en la siguiente siguiente tabla 2.1.

Tabla 2.1: Unidades de suelo.

	Unidad de suelo
1	Histosoles
2	Antrosoles
3	Tecnosoles
4	Criosoles
5	Leptosoles
6	Solonetz
7	Vertisoles
8	Solonchaks
9	Gleysoles
10	Andosoles
11	Podzoles
12	Plintosoles
13	Nitisoles
14	Ferralsoles
15	Planosoles
16	Stagnosoles
17	Chernozems
18	Kastanozems
19	Phaeozems
20	Umbrisoles
21	Durisoles
22	Gipsisoles
23	Calcisoles

Tabla 2.1: Unidades de suelo. Continuación...

	Unidad de suelo
24	Retisoles
25	Acrisoles
26	Lixisoles
27	Alisoles
28	Luvisoles
29	Cambisoles
30	Arenosoles
31	Fluvisoles
32	Regosoles

En México existen 26 unidades de las 32 unidades reconocidas, pero las de más amplia distribución son los leptosoles (28.3% del territorio), regosoles (13.7%), Phaeozems (11.7%), Calcisoles (10.4%), Luvisoles (9%) y Vertisoles (8.6%) que, en conjunto, ocupan 81.7% de la superficie del país. En estos suelos el aprovechamiento agrícola se dificulta ya que por lo general son suelos someros y con poco desarrollo. Los suelos más fértiles y por lo tanto más explotados son los Phaeozems y Vertisoles y estos ocupan el 20.3% de la superficie del país.

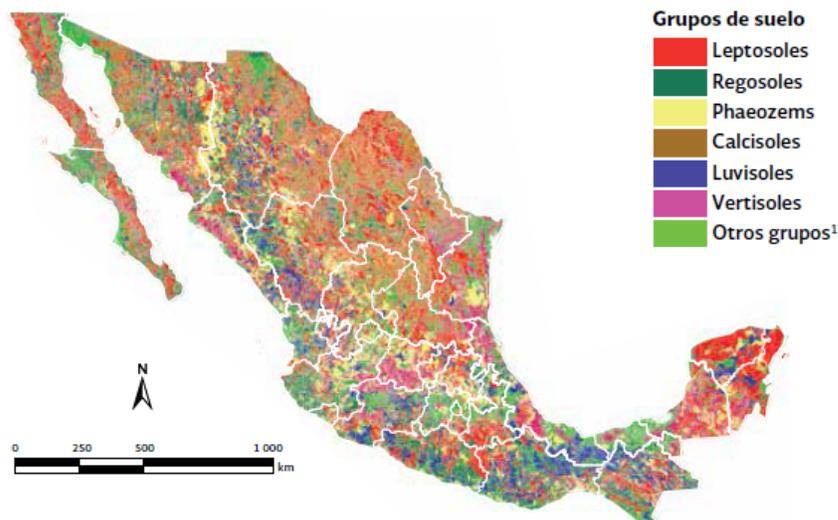


Figura 2.1: Principales grupos de suelo en México, 2007. (Fuente: SEMARNAT)

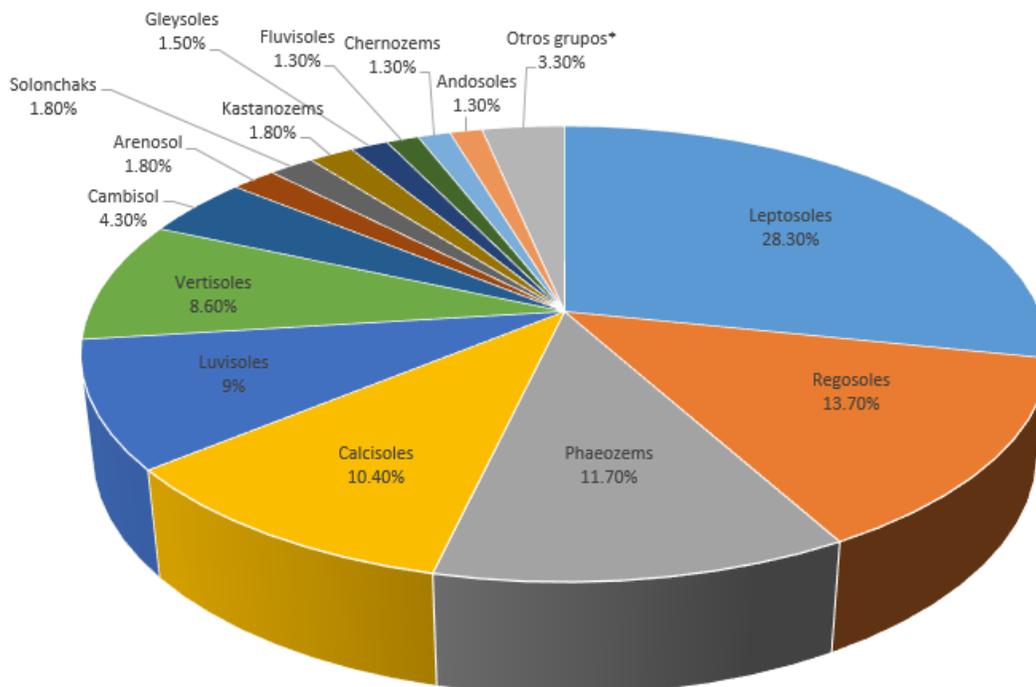


Figura 2.2: Superficie relativa de los principales grupos de suelo en México, 2007. (Fuente: Elaboración propia con datos de SEMARNAT)

Nota:\* Incluye: Unbrisol, Durisol, Acrisol, Planosol, Solonetz, Gypsisol, Nitisol, Alisol, Lixisol, Histosol, Ferralsol y Plintosol

## 2.2. Erosión del suelo

La erosión es un proceso natural continuo, lento cuando se presenta de forma natural y sus manifestaciones se presentan a largo plazo. Este fenómeno provoca dos problemas importantes: la pérdida de suelo, sobre todo la de suelo fértil en los campos de cultivo con cierto grado de inclinación y por otra parte el depósito de sedimentos en embalses o en zonas donde generalmente causa problemas o no es deseable su deposición; convirtiéndose en un problema ambiental serio, que afecta a la mayoría de los países de América Latina. Este problema es mucho más grave que la reducción de la capa de ozono y el calentamiento global; debido a que los suelos son necesarios para el crecimiento de las plantas con raíces afectando así la subsistencia de millones de personas.

La erosión del suelo es definida como un proceso de desagregación, transporte y deposición de materiales del suelo por agentes erosivos (*Ellison, 1947 citado por FAO 1992*). Estos agentes erosivos pueden ser de origen abiótico o biótico; entre las causas abióticas esta la erosión geológica o natural que comprende principalmente los fenómenos climatológicos como: la lluvia, el viento y el oleaje. Las actividades humanas al establecer cultivos se han convertido en la principal causa biótica; incluso de entre todas las causas de erosión de suelo, puede ser la que provoca mayor impacto. También se le llega a llamar erosión antropogénica, o también erosión secundaria ya que se considera como primaria a la erosión geológica o natural.

La erosión que sufre el suelo esta determinada por factores como:

1. Erosividad: «La capacidad potencial de la lluvia para causar erosión» (*Hudson, 1971 citado por Núñez, 2001*). En otras palabras es el resultado de la lluvia que causa erosión de suelos por efecto directo de sus características físicas como la intensidad, duración y frecuencia, además de las características hidrodinámicas de las gotas de lluvia.
2. Erodabilidad: «La susceptibilidad de los suelos para ser erosionados por agentes externos» (*Hudson, 1971 citado por Núñez, 2001*). La erodabilidad de los suelos depende de sus características físicas, por lo tanto dinámica, ya que cambia durante una tormenta, durante el año o de un año a otro. El contenido de humedad de los suelos puede cambiar, variando así su resistencia a la erosión.
3. Cobertura: Se refiere a la vegetación natural existente, los cultivos o cualquier tipo de cobertura que protege el suelo. El proceso de infiltración puede alterarse si la cubierta vegetal se remueve.

4. Manejo: Esto es el uso de la tierra, manejo del suelo, tipo de cultivo, métodos de cultivo, patrón de cultivo, método de labranza, uso de cobertura muerta.

El grado de erosión de un suelo se puede medir con distintos procedimientos:

- Midiendo directamente en el lugar el tiempo de remoción de una profundidad dada de suelo.
- Mediante la modelación con simuladores de lluvias, sobre una cama de suelo y así, puede determinarse la medida de su efecto. También se puede cubrir una parcela con un mosquitero y comparar después de un tiempo dado con una parcela sin protección para juzgar el impacto de la precipitación (*Greenland y Lal, 1977 citado por FAO 1992*).
- Con el monitoreo de las descargas de sedimentos; este método puede ser impreciso debido a que no todos los sedimentos llegan a un curso de agua.
- Estimaciones empíricas del nivel de tolerancia (factor T). Esto se define como la pérdida de suelo igual a la tasa de formación de suelo nuevo. Una estimación muy conocida es la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo, que será expuesta en capítulos posteriores.

### 2.2.1. Degradación del suelo en México

En ocasiones suele confundirse el término degradación del suelo con erosión del suelo, si bien son procesos que están muy relacionados; la degradación del suelo tiene un alcance más amplio que la erosión y se refiere a los procesos inducidos por las actividades humanas que provocan la disminución de su productividad biológica o de su biodiversidad, así como la disminución de la capacidad del ecosistema para producir bienes o prestar servicios para sus beneficiarios. Los suelos degradados tienen un estado de salud que no pueden proporcionar los bienes y servicios normales del suelo en cuestión en su ecosistema.

El suelo tiene gran importancia económica, política y social, es por eso que se han llevado a cabo estudios para evaluar la magnitud de la superficie afectada, así como el tipo y grado de afectación. En la República Mexicana, los estudios más recientes son la «Evaluación de la pérdida de suelos por erosión hídrica y eólica en la República Mexicana, escala 1:1 000 000» y la «Evaluación de la degradación del suelo causada por el hombre en la República Mexicana», escala 1:250 000, no obstante estos estudios no pueden compararse debido a variaciones en la metodología y a la escala utilizada.

En el primer estudio, se evaluó de manera indirecta la pérdida de suelo por erosión hídrica y eólica a partir de información cartográfica y de modelos paramétricos (Ecuación Universal de Pérdida de Suelos y Ecuación de la Erosión Eólica) que fueron alimentados por algunas variables evaluadas en muestras de suelo.

Por su metodología, la estimación resultante solo es una medida de la degradación potencial, que es el pronóstico de las pérdidas, arrastre o transporte de partículas de suelo que tendría lugar en caso de no existir cubierta vegetal como consecuencia del efecto combinado de la lluvia, los escurrimientos, la erodabilidad de los suelos y el relieve. Este enfoque, permite identificar las zonas que se encuentran en mayor riesgo, y con ello contribuir a que se tomen decisiones sobre el uso del suelo en el marco del desarrollo sustentable, de tal manera que se impida o reduzca su degradación.

Los resultados de este trabajo muestran que 42% de la superficie de la República Mexicana podría resultar afectada por erosión hídrica, y que 17 entidades federativas mostrarían daño en más de 50% de su territorio, entre ellas Guerrero (79.3%), Puebla (76.6%), Morelos (75.2%), Oaxaca (74.6%) y el estado de México (73.7%). También las regiones montañosas de las Sierras Madre Oriental, Occidental y del Sur, así como vastas regiones de Chiapas y las entidades del centro del país, tendrían riesgo de presentar alta y muy alta pérdida de suelo por erosión hídrica.

Por otra parte el segundo estudio «Evaluación de la degradación del suelo causada por el hombre» (Semarnat y CP, 2003), se sustenta en un amplio muestreo en campo, que permitió determinar de manera directa cuatro procesos de degradación del suelo, que son: erosión hídrica, erosión eólica y degradación física y química<sup>2</sup>, también se determinó las causas, tipos específicos de erosión y los niveles de afectación.

De acuerdo a esta evaluación, el 44.9% de los suelos del país estaban afectados por algún tipo de degradación, entre las cuales la degradación química es el principal proceso de afectación de los suelos y en México 34.04 millones de hectáreas están afectadas por este proceso, lo que representa el 17.8% del territorio nacional, el segundo proceso que más degradación causa a los suelos en México es la erosión hídrica con 22.72 millones de hectáreas afectadas,

---

<sup>2</sup>La degradación química involucra procesos que conducen a la disminución o eliminación de la productividad biológica del suelo y está fuertemente asociada con la presencia de actividades agrícolas.

11.9 % del territorio nacional, seguida por la eólica con 18.12 millones de hectáreas, 9.5 % y, al final, la degradación física 10.84 millones de hectáreas, 5.7 %. Los suelos que no presentan degradación aparente se distribuyen en 55.1 % del territorio nacional lo que representa 105.2 millones de hectáreas. Figura 1.1.1

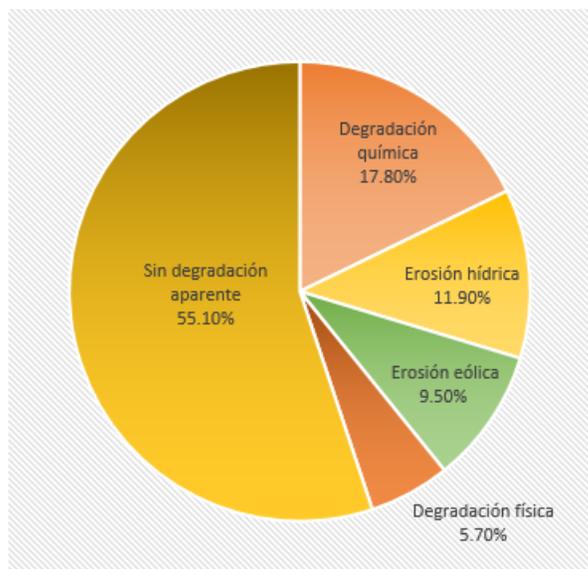


Figura 2.3: Superficie relativa afectada por procesos de degradación del suelo en México, 2002<sup>1</sup>.

Nota:<sup>1</sup>Superficie nacional considerada: 1 909 818.5 km<sup>2</sup>. No incluye cuerpos de agua, asentamientos humanos, zonas urbanas, regiones desprovistas de vegetación y superficie insular.  
Fuente: SEMARNAT

Existen diversas causas involucradas en los procesos de degradación de los suelos en el territorio nacional, entre estas causas se encuentran las actividades agrícolas y pecuarias, el 35 % de la superficie nacional degradada esta asociada a estas actividades y el 7.4 % a la pérdida de cubierta vegetal; el resto se divide entre urbanización, deforestación y actividades industriales.

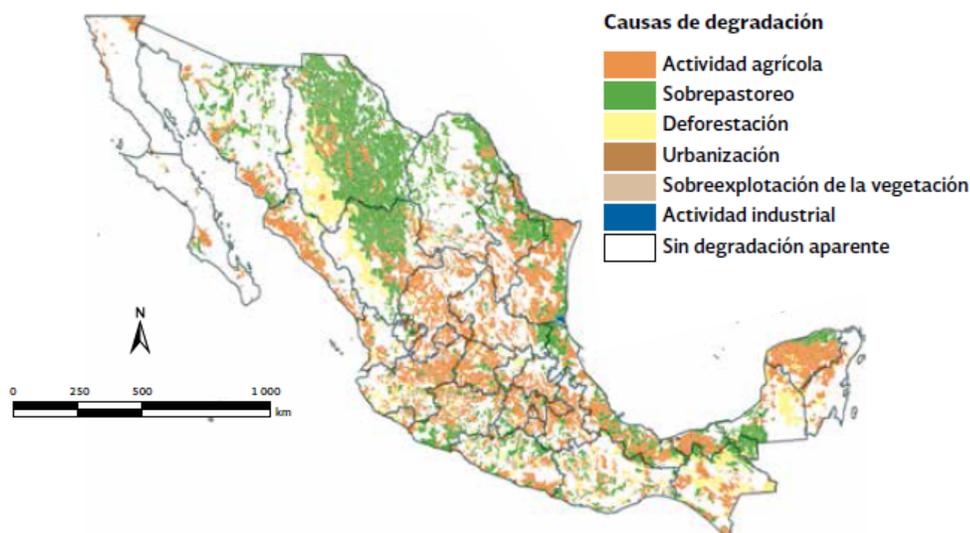


Figura 2.4: Principales causas de degradación del suelo en México, 2002. (Fuente: SEMARNAT)

La pérdida del suelo tiene un alto impacto en la calidad de las aguas, así como el volumen disponible, ya que al reducirse el espesor del suelo se disminuye la capacidad de retención de agua, también se ve reducida la cantidad de materia orgánica y la fertilidad del suelo.

En virtud del objetivo del presente trabajo y por ser de las principales causas de degradación del suelo en México, en las siguientes secciones se describirán las características, niveles, distribución geográfica y causas del proceso de degradación del suelo por erosión hídrica.

### 2.3. Erosión hídrica

La erosión hídrica es un proceso erosivo complejo que involucra la separación de los componentes del suelo en pequeños agregados y partículas individuales, el transporte de estos componentes y la deposición del material removido, el nivel de daño que provocan estos procesos en el suelo depende principalmente de las características de intensidad, duración y frecuencia de los eventos pluviométricos.

Cada proceso produce daños importantes; la separación de los componentes del suelo produce la alteración de su estructura superficial, el transporte de estos componentes llevado a cabo por el agua, se facilita cuando no hay suficiente protección por parte de la vegetación, debido a esto se llegan a formar canales y cárcavas; finalmente cuando se presenta una disminución de la energía de escurrimiento debido a la disminución de la pendiente u obstáculos que reducen la velocidad del escurrimiento, se produce la deposición o sedimentación de las partículas del suelo, estos depósitos pueden llegar a presas, ríos, lagos o lagunas, contribuyendo a su contaminación, azolvamiento e incluso llegar a desbordarse e inundar zonas aledañas dañando o destruyendo cultivos, así como también dañar infraestructura como caminos, vías férreas, etcétera. A esto también se le conoce como efectos fuera de sitio de la erosión hídrica.

Los principales agentes que contribuyen para que se presenten los procesos erosivos antes mencionados son:

- Las características hidrodinámicas de la gota de lluvia: La energía cinética de la gota depende de su masa y velocidad terminal, al impactar con el suelo esta energía se disipa, produciendo la ruptura de terrones y agregados, después estas partículas desprendidas son arrastradas pendiente abajo.
- El escurrimiento: Dependiendo del ángulo de la pendiente, su longitud y conformación fisiográfica, se incrementa la susceptibilidad de las partículas del suelo de ser arrastradas por medio del escurrimiento, el proceso de escurrimiento produce el desprendimiento de suelo nuevo y su transporte, la magnitud es proporcional al caudal escurrido y a la velocidad del flujo. Los fenómenos erosivos más visibles son producidos por escurrimiento, dentro del cual pueden distinguirse dos tipos de flujo: el flujo laminar que produce la erosión del tipo laminar o mantiforme, que tiene una velocidad lenta; y el flujo en surcos(erosión en surcos), este tipo de flujo transporta la mayor parte de los sedimentos, con una velocidad que puede llegar a 4 [m/s]. La energía involucrada en cada tipo de erosión y la magnitud del transporte de sedimentos generada por cada una de ellas se indica en la tabla 2.2 (*Morgan, 1995 citado por Cisneros et al., 2012*).
- La fuerza de gravedad: La fuerza de gravedad por si sola es capaz de mover el suelo, especialmente cuando esta mojado y con altas pendientes. Los movimientos en masa, deslizamientos de laderas, erosión lateral de meandros de ríos, avalanchas de nieve; son ejemplos de la acción de la gravedad en procesos erosivos (*Troeh et al., 1991 citado por Cisneros et al., 2012*).

Tabla 2.2: Energía y eficiencia de cada forma de erosión hídrica.

Forma de erosión	Masa*	Velocidad típica (m/s)	Energía cinética **	Energía para erosión***	Transporte de sedimentos observado (g/cm)****
Salpicadura (gota de lluvia)	R	9	40.5R	0.081	20
Mantiforme (laminar)	0.5R	0.01	$2.5 \times 10^{-5}R$	$7.5 \times 10^{-7}R$	400
Surcos (turbulento)	0.5R	4	4R	0.12R	19000

\*Se asume que la masa es igual a la lluvia R, y que el escurrimiento es el 50 % de la lluvia (0.5 R)

\*\* Basada en  $\frac{1}{2} m V^2$

\*\*\* Se asume que el 0,2 % de la energía de la gota y el 3 % de la energía cinética del escurrimiento es utilizada para causar erosión.

\*\*\*\* Valores medidos durante 900 días, para un suelo arenoso, en una pendiente del 19 % .

Como puede observarse la forma de erosión por salpicadura es la que más contribuye al desprendimiento del suelo, ya que presenta la energía cinética mas alta(40.5R), la erosión mantiforme(laminar) tiene la energía cinética más baja para desprender partículas, pero es capaz de transportar una elevada cantidad de sedimentos desprendidos, y la erosión en surcos tiene una mayor energía para desprender partículas así como para transportarlas de manera eficiente.

De acuerdo con estas afirmaciones, se desprende que la erosión hídrica y los procesos de desprendimiento, transporte y deposición o sedimentación, son parte de un mismo fenomeno, complejo en sus causas, dinámico en el tiempo y susceptible de ser estudiado.

Tanto la lluvia como el escurrimiento tienen ambos capacidad de desprendimiento de suelo y de transporte de sedimentos, siendo aquel proceso que ocurra en menor medida el que finalmente determina cuanto suelo se pierde de una ladera (Kirby y Morgan, 1994 citado por Cisneros et al., 2012). En la figura 2.5 se indica la posible interacción entre ambos procesos.

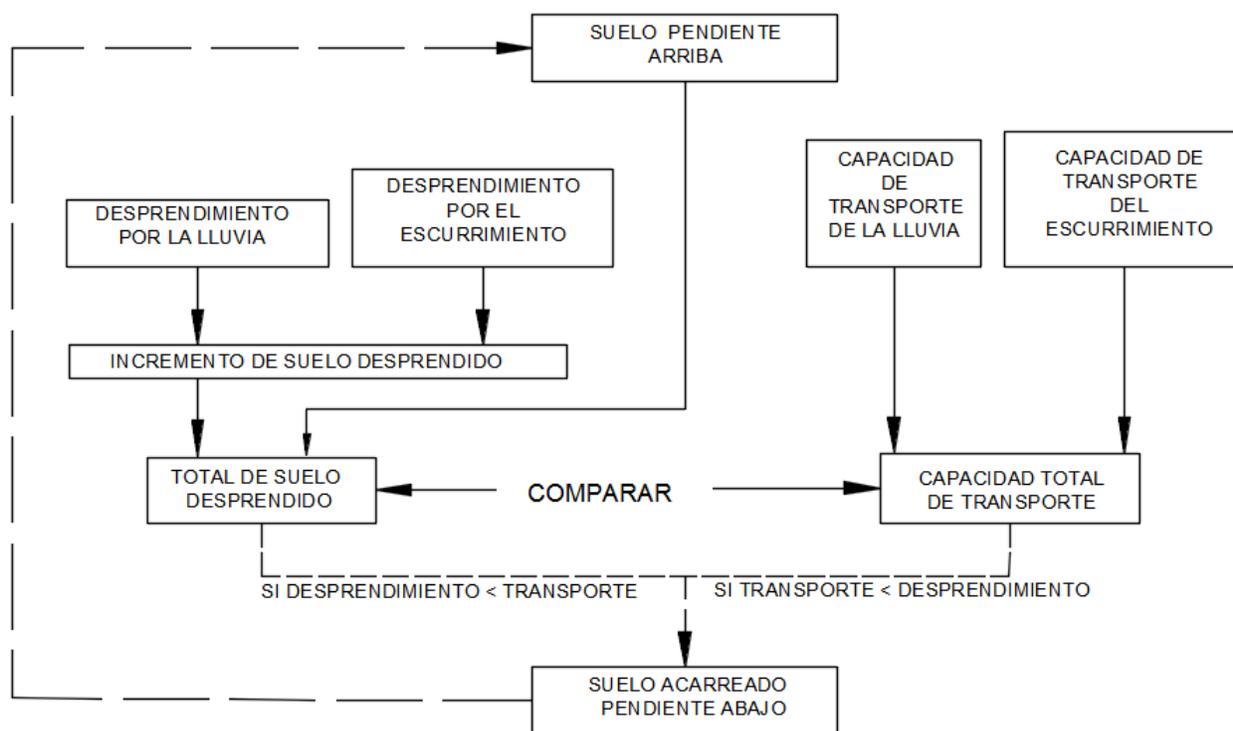


Figura 2.5: Posible interacción entre los procesos de transporte y de desprendimiento (Meyer y Wischmeier, 1969 citado por Cisneros et al., 2012).

La pérdida de suelo superficial tiene serias consecuencias en las funciones del suelo: remueve los nutrimentos y la materia orgánica lo que se traduce en pérdida de fertilidad, reduce la profundidad de enraizamiento de las plantas y disminuye la relación infiltración/escurrimiento.

La diversa topografía y compleja edafología del territorio mexicano son factores que, combinados con el manejo inadecuado de las tierras forestales, agrícolas y ganaderas, favorecen que los escurrimientos erosionen el suelo de manera acelerada.

### 2.3.1. Mecánica de la erosión hídrica

El desprendimiento de suelo causado por la lluvia se debe principalmente al proceso de erosión por salpicadura, esta actúa sobre los agregados del suelo, separandolos y generando costras y sellos superficiales que afectan la tasa de infiltración. El desprendimiento por escurrimiento inicia cuando se alcanza el limite de retención y el detenimiento superficial. La capacidad de desprendimiento por escurrimiento está determinada por el tipo de flujo: laminar o turbulento. En el flujo laminar cada capa de flujo se mueve uniformemente, a una velocidad lenta, mientras que en el flujo turbulento el agua forma un complejo patrón de rulos y las capas de agua se mezclan unas con otras, debido

a su velocidad(ver figura 2.6).

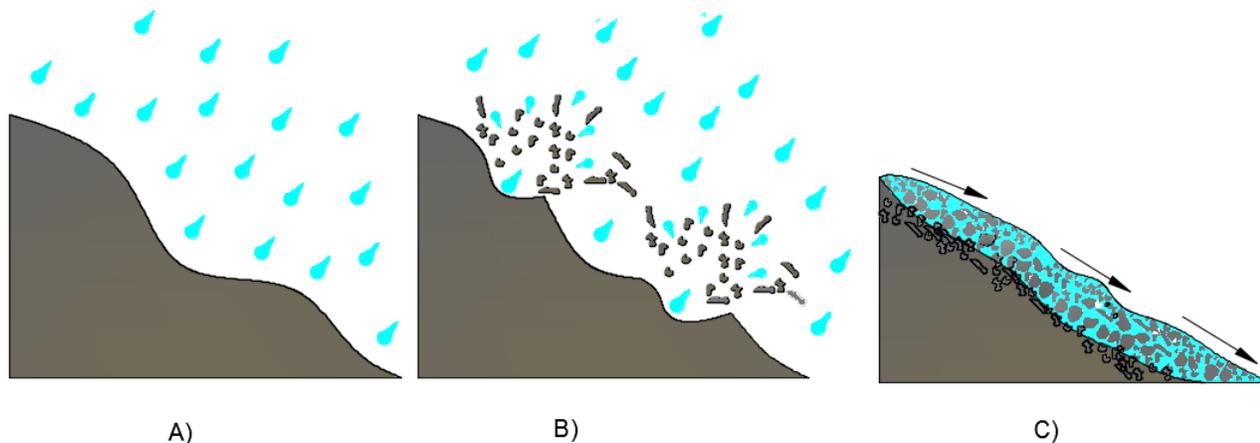


Figura 2.6: Secuencia de erosión pluvial; A) Erosión pluvial, B) Desprendimiento por salpicadura, C) Desprendimiento por escurrimiento.

El arrastre de las partículas y agregados se produce en la erosión por escurrimiento, debido a la energía cinética del escurrimiento superficial.

$$E_C = \frac{1}{2}mv^2 \quad (2.1)$$

Donde:

$E_C$ : Energía cinética

$m$  : Masa de la gota

$v$  : Velocidad de caída de la gota

La intensidad de la lluvia es muy importante porque determina el tamaño y la masa de la gota, por lo tanto se modifica la velocidad y energía. El potencial erosivo de la lluvia depende de las velocidades de caída de las gotas de lluvia, distribución de las gotas por tamaño y la masa total de agua que impacta contra la superficie del suelo.

La cantidad de suelo desprendido por la lluvia es directamente proporcional a la energía cinética y a la pendiente, e inversamente proporcional a la lamina de agua sobre la superficie, ya que el agua acumulada produce un efecto protector. Siendo este proceso de erosión el que más predomina en las partes altas de las pendientes.

El desprendimiento por escurrimiento se inicia cuando las fuerzas tractivas del agua son mayores a las fuerzas de resistencia al corte del suelo. La resistencia tractiva del agua depende de su velocidad y viscosidad, por otra parte la resistencia al corte del suelo depende de sus características: tamaño, forma y densidad de partículas, la cohesión de las partículas, grado de estabilidad y estructura de los agregados y de las características de la vegetación existente tal como: especies, altura, densidad y cobertura.

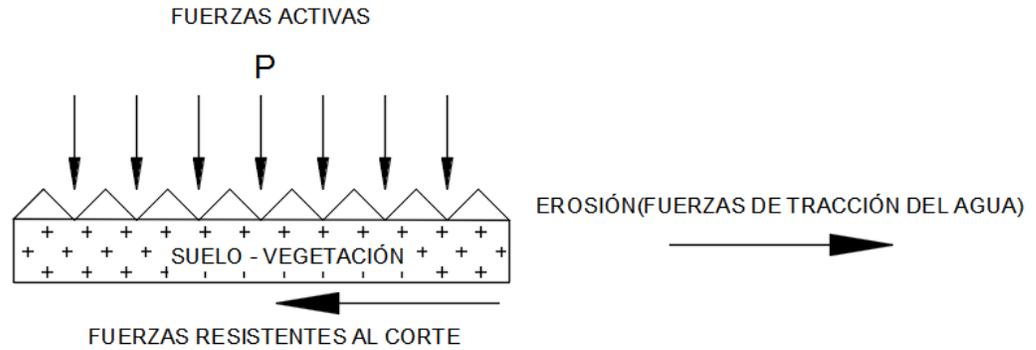


Figura 2.7: Fuerzas activas y resistentes.

La mayor parte del suelo es transportado pendiente abajo por el escurrimiento superficial; la velocidad del escurrimiento superficial se rige por la ecuación de Manning para canales con flujo laminar.

$$V = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} \quad (2.2)$$

Donde:

$V$  Velocidad del agua en el canal

$n$  Coeficiente de rugosidad (dado por las características de la superficie)

$R$  Radio hidráulico (depende del espesor de la capa de escurrimiento)

$S$  Pendiente del terreno

Meyer y Wischmeier (1969) señalan que:

$$V = \frac{(S \cdot Q \cdot N)^{\frac{1}{3}}}{N^{\frac{1}{3}}} \quad (2.3)$$

Donde:

$V$  Velocidad del flujo

$S$  Pendiente del terreno

$Q$  Volumen del escurrimiento

$N$  Rugosidad hidráulica

La capacidad de transporte del escurrimiento es proporcional al caudal escurrido ( $Q$ ) y a la velocidad de la corriente ( $V$ ), cuando la velocidad alcanza un mínimo, las partículas del suelo no pueden mantenerse dentro del flujo y se inicia el proceso de sedimentación. De manera inversa cuando la capacidad de transporte de sedimentos de un flujo erosivo esta saturada, los sedimentos comienzan a sedimentarse y el flujo no produce un desprendimiento adicional. Por lo tanto la capacidad de desprendimiento del escurrimiento es mayor en cuanto menos sedimentos transporta.

Se le conoce como fenómeno de «aguas claras» al incremento de la capacidad erosiva de un flujo, esto es cuando pierde su carga de sedimentos. El grado de erosión de los diferentes tipos de suelo frente a estos procesos es variable, ya que en algunos estará limitada por la capacidad de desprendimiento, y en otros por la capacidad de transporte. En suelos arcillosos la erosión estará limitada por la capacidad de desprendimiento, ya sea por lluvia o por escurrimiento; esto como consecuencia a la alta cohesión y adhesión de las partículas del suelo. En el otro extremo se encuentran los suelos arenosos con muy baja estabilidad del material, en ellos la erosión estará limitada por la capacidad de transporte, ya que presentan una alta permeabilidad, esto provoca que el caudal sea bajo, aún cuando las partículas puedan ser desprendidas fácilmente.

Las máximas tasas de erosión se presentan en suelos limosos o franco arenosos finos, debido a que por un lado las partículas ya sea por su tamaño o baja estabilidad pueden desprenderse fácilmente y por otro estos suelos al sufrir de encostramiento pueden generar grandes volúmenes de escurrimiento, con esto la erosión no se verá limitada por ninguno de los dos procesos.

### 2.3.2. Factores involucrados en el proceso de erosión hídrica

La erosión hídrica es un proceso complejo, multicausal, dinámico, episódico y sujeto a un conjunto de causas que ocurren en el ámbito de una cuenca hidrográfica (figura 2.8).

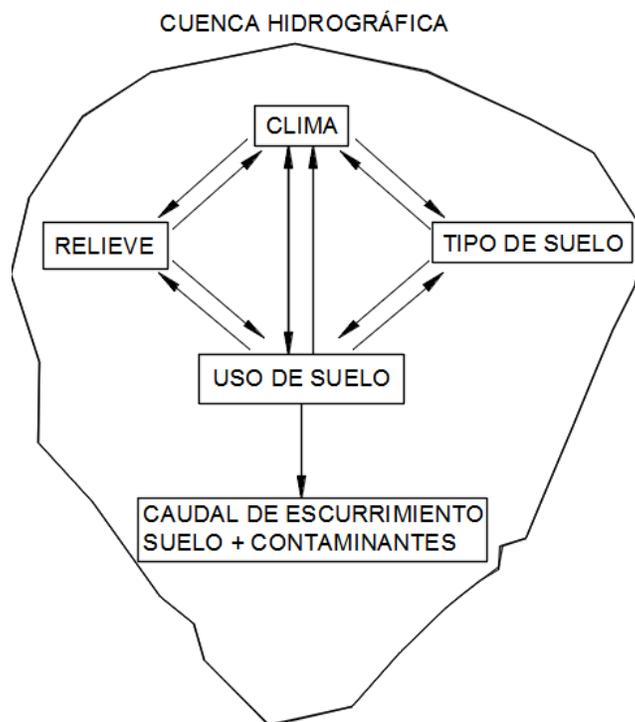


Figura 2.8: Factores que intervienen el proceso de erosión hídrica.

Lo complejo del proceso se desprende de que puede ser estudiado a diferentes escalas de tiempo y espacio. En la escala temporal el proceso se da de forma episódica, con una probabilidad determinada por el factor climático y la coincidencia de ocurrencia de tormentas de alta energía con momentos de alta vulnerabilidad del suelo y relieve.

La pérdida constante de suelo genera efectos de retroalimentación en la erosión, esto es a través de la pérdida de capas de suelo de mayor resistencia, esto provoca que el proceso no sea lineal en el tiempo, sino frecuentemente sea acelerado. Un ejemplo de esto son el caso de las laderas, en la cual en la medida que se pierde suelo sobre la roca, se incrementan las tasas de escurrimiento, acelerándose la pérdida de suelo en un ciclo de retroalimentación positiva, hasta que el suelo desaparece y la roca queda expuesta. Otro ejemplo de la retroalimentación de la erosión ocurre en las cárcavas, ya que con el tiempo van creciendo en profundidad, ancho y en ramificaciones.

En la escala espacial la erosión puede ser considerada a una escala de lote o parcela, en la cual pueden analizarse las formas básicas de erosión: salpicadura, mantiforme y en surcos. Como es una escala menor es posible aplicar técnicas que controlan estos procesos erosivos.

En una cuenca la escala es aún mayor y pueden verse otros procesos erosivos, como cárcavas y erosión en márgenes de ríos y arroyos, por lo que se debe considerar un alcance más amplio del problema. En escalas mayores la erosión está vinculada con los procesos de inundación-sedimentación, formando parte esencial de ésta, por ocurrir en los sectores altos de las cuencas. El control de la erosión en estas escalas permite afrontar de una manera más eficiente los efectos que se derivan de ella y que llegan a provocar daños en la infraestructura de rutas, caminos, desborde de ríos y arroyos, sedimentación de depresiones etcétera.

A continuación se describen cada uno de los factores que intervienen en el proceso de erosión hídrica; debe tenerse en cuenta que todos ellos están íntimamente ligados, dificultando aún más su estudio de manera individual.

#### Clima

Los climas que más favorecen el proceso de erosión hídrica son los que presentan precipitaciones abundantes y la energía cinética de estas, también se deben considerar los climas con intensos procesos tormentosos de gran intensidad y periodos de retorno muy altos.

Para poder realizar una evaluación sobre el riesgo de la erosión, es necesario caracterizar las precipitaciones de elevada intensidad, analizar su frecuencia y recurrencia. En la caracterización de las precipitaciones lo que debe conocerse es:

- Su cantidad y distribución: Estos registros se obtienen de las estaciones meteorológicas, del servicio meteorológico nacional, estaciones experimentales etc. La precipitación media y su distribución, nos indican los periodos críticos de ocurrencia de tormentas con potencial erosivo.
- Intensidad: De la intensidad de la precipitación depende la energía cinética que desencadena todos los procesos de desprendimiento y escurrimiento.

## Relieve

La topografía de las laderas o vertientes es un factor primordial de la erosión hídrica; dentro de ella el principal parámetro a tener en cuenta es el grado de inclinación de la pendiente, ya que a mayor inclinación del terreno predominarán los desplazamientos hacia las partes más bajas por efecto de la gravedad. De igual manera, la potencia erosiva del agua escurrida y su capacidad de transporte de sedimentos están en función de la velocidad del flujo, y está capacidad se incrementa cuanto mayor sea la inclinación del terreno.

Otra factor significativo junto al grado de inclinación de la pendiente es su longitud, este factor también define la cantidad de suelo erosionado de una ladera y la velocidad terminal del escurrimiento; el caudal del escurrimiento es mayor a medida que la distancia de la cumbre aumenta, de esta forma la erosión es más intensa. La exposición solar de la pendiente toma importancia en zonas de montaña, ya que influye en la temperatura y humedad del suelo, afectando la posibilidad de crecimiento de vegetación y susceptibilidad del suelo a erosionarse.

## Tipo de suelo

La erodabilidad es un efecto integrado de los procesos que regulan la absorción de la lluvia y la resistencia de las partículas del suelo al desprendimiento y transporte. El daño que provocan estos procesos dependen de las propiedades del suelo tales como: el tamaño de las partículas, cohesión de los agregados, contenido de materia orgánica, cantidad y tipo de arcillas o por características edáficas, ya que afectan la estructura del suelo y la infiltración.

## Uso de suelo

En un sentido general el uso de suelo se refiere a las formas de aprovechar los recursos naturales dentro de una cuenca, cada sistema de producción afecta de manera distinta, ya que puede responder a las condiciones ecológicas del área, o estar definida por otros factores: económicos, de mercados, tipo de consumo, asesoramiento técnico, etcétera, que pueden provocar que la intensidad del proceso de erosión se vea modificada.

Otros factores que se relacionan con el manejo de tierras, tienen que ver con la presión de uso sobre los ambientes naturales, riveras de ríos y arroyos, la disminución de vegetación o su total eliminación, el sobrepastoreo o la quema excesiva, son factores que aceleran los procesos erosivos e incrementan las tasas de sedimentación.

La sobreexplotación de agregados(arena y grava) para la industria de la construcción principalmente, o la minería a cielo abierto en ecosistemas montañosos, tiene consecuencias serias en el medio ambiente, por el posible incremento de las tasas de erosión.

### 2.3.3. Tipos de erosión hídrica

Comúnmente los procesos de erosión se distinguen por el tipo de agente erosivo que los provoca, resaltando principalmente los procesos donde el agua es el factor principal de la erosión superficial y por otra parte aquellos donde la fuerza de gravedad interviene provocando movimientos de masa.

Dependiendo de la acción del agente erosivo prevaleciente ya sea el agua o la gravedad, pueden distinguirse los siguientes tipos de erosión:

1. Erosión superficial (agua).
2. Erosión subsuperficial (agua).
3. Erosión por remoción o movimientos de masa (gravedad).

Y de acuerdo a la forma como tiene lugar la erosión, pueden distinguirse los siguientes procesos de erosión hídrica:

- Salpicadura
- Erosión laminar
- Erosión en surcos
- Erosión en cárcavas
- Erosión de cursos permanentes



Figura 2.9: Mapa conceptual de la erosión

Estos procesos son descritos continuación:

### Erosión por salpicadura

Este tipo de erosión es provocada por el impacto de las gotas de lluvia sobre un suelo, produciendo pequeños cráteres de impacto, liberando partículas y desplazándolas en un radio máximo de  $1.5[m]$ , siendo las arenas finas las que presentan mayor afectación (figura 2.10). Este proceso puede llegar a producir un sello o costra superficial, afectando de manera negativa las velocidades iniciales de infiltración. Esta relacionada directamente con la intensidad de la lluvia y su energía cinética (tabla 2.2), e inversamente con la estabilidad de los agregados superficiales. La presencia de vegetación arbórea puede incrementar este tipo de erosión por la formación de gotas más grandes a partir del flujo de hojas (*Morgan y Rickson, 1995 citado por Cisneros et al., 2012*).



Figura 2.10: Erosión por salpicadura. (Fuente: Instituto de Estudios Catalanes (IEC))

### Erosión laminar

Es una forma de erosión superficial que se produce por la acción del escurrimiento, que arrastra partículas del suelo suspendidas en el agua de lluvia, desplazándose en el sentido de la pendiente, esto provoca que se pierda una capa fina y uniforme de la superficie del suelo en forma de lámina (figura 2.11). Este tipo de erosión produce una mayor pérdida de suelo que la erosión por salpicadura (tabla 2.2), el tamaño partículas más común es el desprendido por el impacto de las gotas de lluvia.



Figura 2.11: Manifestaciones de erosión laminar.(Fuente: FAO 1992)

Es un tipo de erosión poco perceptible, sin embargo provoca una importante pérdida de suelo en condiciones de baja pendiente y suelos con una tasa de infiltración disminuida. Watson y Laflen (1986), citado por Fangmeier *et al.* (2006), proponen la siguiente ecuación que describe este tipo de erosión (Cisneros et al., 2012):

$$D_i = K_i \times i^2 \times S_f \tag{2.4}$$

Donde:

$D_i$  Tasa de erosión laminar en  $kg/m^2s$ ,

$K_i$  Erodabilidad del suelo para erosión laminar  $kg \cdot s/m^4$ ,

$i$  Intensidad de la lluvia en  $m/s$ ,

y  $S_f$  es un factor por pendiente y se expresa como:

$$S_f = 1.05 - 0.85e^{(-4sen\alpha)} \quad (2.5)$$

donde,  $\alpha$  es el ángulo de la pendiente en grados.

### Erosión en surcos

Se presenta cuando el flujo, la altura y velocidad del agua se incrementan, dando paso de un flujo laminar a un flujo concentrado. Este flujo de agua al escurrir por el terreno, esta definido fundamentalmente por las irregularidades y rugosidades, así la presencia de un obstáculo en medio del flujo de agua provoca la formación de una pequeña «cabecera» que genera una erosión retrocedente y un remolino aguas abajo del obstáculo que provoca la excavación en su base, iniciándose la formación de un surco (figura 2.12). Este tipo de erosión tiene una capacidad mayor de desprendimiento y transporte que el flujo laminar, incrementando las tasas de erosión.

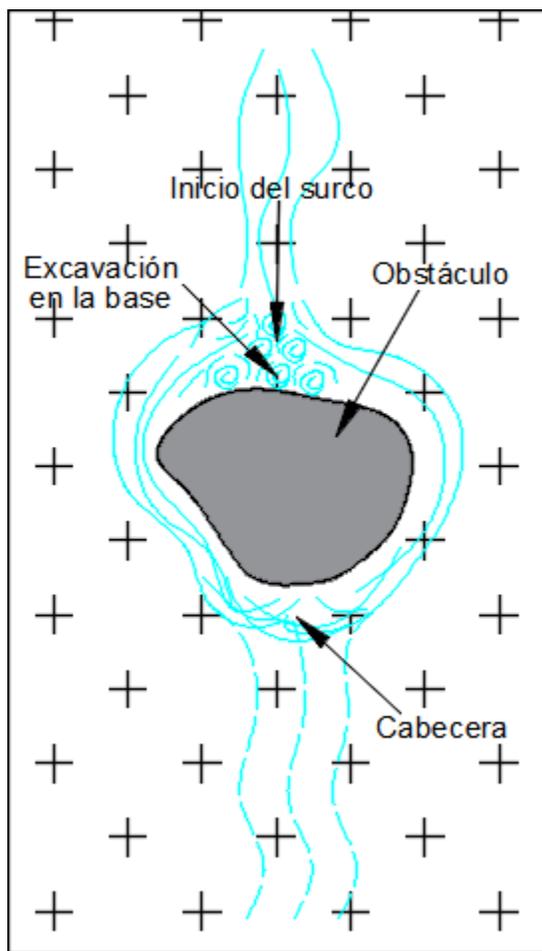


Figura 2.12: Inicio de la formación de un surco.

La profundidad y ancho de los surcos es variable, al inicio del proceso se tienen en promedio valores de 3 centímetros de ancho y 5 centímetros de profundidad, pudiendo alcanzar valores de entre 40 y 60 centímetros de ancho, y de 20 a 30 centímetros de profundidad, o incluso mayores si el suelo carece de protección que detenga el proceso erosivo. La separación entre surcos es igualmente variable, oscilando entre 50 centímetros y 1.5 a 2 metros.

Este tipo de erosión puede ser «borrada» por las herramientas comunes de los productores, esto marca la diferencia entre la erosión en surcos y la erosión en cárcavas (figura 2.13). En la mayor parte de los suelos el mecanismo de erosión en surcos es la que predomina. El tiempo de formación del surco y su avance, depende de la cohesión del suelo, la altura del salto de agua en la «cabecera» del surco, el caudal y la velocidad del flujo.



Figura 2.13: Erosión en surcos. (Fuente: Cisneros et al., 2012)

La erosión en surcos es una función de la fuerza cortante del escurrimiento concentrado en surcos ( $\zeta$ ), la erodabilidad del suelo para erosión en surcos ( $K_r$ ), la resistencia al corte crítica del suelo ( $\zeta_c$ ), siendo aquella resistencia del suelo debajo de la cual el desprendimiento es despreciable. Esta relación indica que la erosión inicia cuando la fuerza cortante del escurrimiento ( $\zeta$ ), es mayor a la resistencia al corte crítica del suelo ( $\zeta_c$ ). La relación entre estas variables se indica en la siguiente expresión (Fangmeier et al., 2006; citado por Cisneros et al., 2012):

$$D_r = K_r (\zeta - \zeta_c) \left(1 - \frac{Q_s}{T_c}\right) \quad (2.6)$$

Donde:

$D_r$  Tasa de erosión en surcos en  $kg/m^2 s$

$K_r$  Erodabilidad del suelo para erosión en surcos en  $s/m$

$\zeta_c$  Resistencia al corte crítica, debajo de la cual no hay desprendimiento en  $Pa$

$Q_s$  Contenido de sedimentos en el flujo de escurrimiento por surcos en  $kg/m \cdot s$

$T_c$  Capacidad de transporte de sedimentos en los surcos en  $kg/m \cdot s$

$\zeta$  Fuerza de corte hidráulica del escurrimiento en  $Pa$

Siendo:

$$Pa = \rho \times g \times r \times s \quad (2.7)$$

Donde:

$\rho$  Densidad del agua en  $kg/m^3$

$g$  Aceleración de la gravedad en  $m/s^2$

$r$  Radio hidráulico del surco en  $m$

$s$  Gradiente hidráulico del flujo en surcos

El término  $1 - (Q_s/T_c)$  indica la capacidad de erosión, siendo que cuando el contenido de sedimentos en el flujo ( $Q_s$ ) es igual a la capacidad de transporte de sedimentos ( $T_c$ ), se dice que el flujo está saturado y la erosión es cero, de manera inversa cuando el contenido de sedimentos en el flujo ( $Q_s$ ) es bajo la capacidad de erosión se maximiza.

### Erosión en cárcavas

Es el proceso erosivo más agresivo dentro de los tipos de erosión superficial, debido a las dimensiones que puede alcanzar en profundidad, longitud y el volumen de suelo que se pierde. Esta es la manifestación más visible y aparatosa del proceso erosivo; este proceso es el que sigue normalmente al proceso de erosión en surcos.

Se forman por la acción de una fuerte concentración del agua de escurrimiento sobre la superficie, luego de alcanzar cierto caudal y velocidad del flujo, la diferencia con el proceso de erosión en surcos está, en que las cárcavas no se pueden ser «borradas» por instrumentos agrícolas (figura 2.14).



Figura 2.14: Erosión en cárcavas. (Fuente: Cisneros et al., 2012)

La tasa de erosión en cárcavas depende del potencial de generación de escurrimiento de la cuenca, del área de drenaje que recibe la cárcava, del material del suelo y subsuelo, de la forma que toma la sección y de la pendiente del terreno (Fangmeier et al., 2006; citado por Cisneros et al., 2012). Las cárcavas se distinguen por dos características que son:

- **La forma.** En suelos de laderas tienen una forma de «V», mientras que en terrenos planos tienen forma de «U» (figura 2.15).

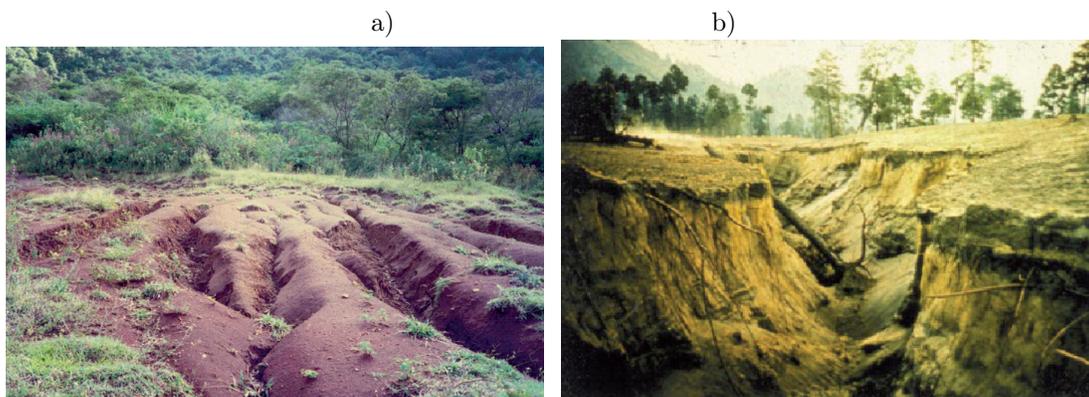


Figura 2.15: a) Cárcava en forma de «V», b) cárcava en forma de «U». (Fuente: Martínez et al., 2009)

- **La actividad cíclica y dinámica.** Las cárcavas se forman mediante un proceso erosivo regresivo o remontante es decir en dirección contraria al escurrimiento (figura 2.16). Durante este proceso, debido a la formación de una cascada o salto de agua que va erosionando el piso de caída del agua, se genera un debilitamiento del subsuelo por salpicadura, y una reducción de la resistencia al corte de la masa por humedecimiento. Estas condiciones producen la caída de bloques en la cabecera de la cárcava generándose un avance retrocedente(actividad dinámica), aumentando así el tamaño y longitud hacia la cima de las laderas o la parte superior de la cárcava.

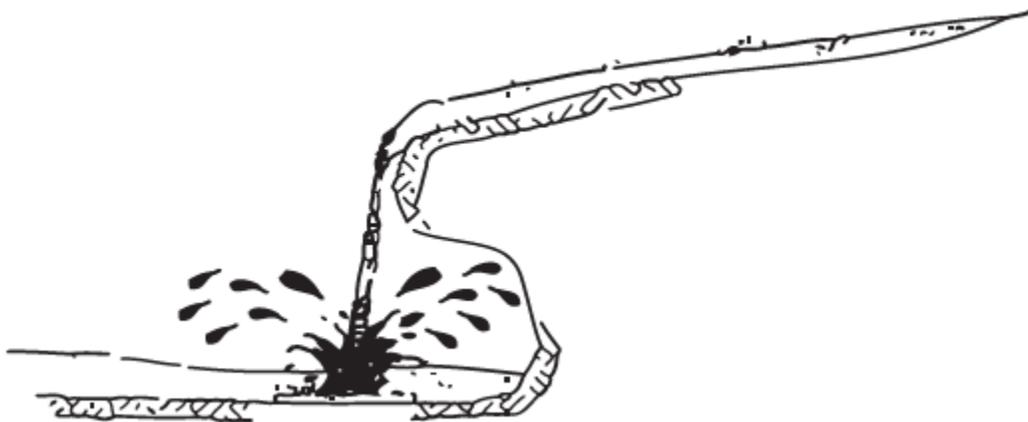


Figura 2.16: Proceso erosivo remontante. (Fuente: Martínez et al., 2009)

Cuando el proceso alcanza la cima de las laderas, la actividad erosiva se reinicia en la base de la ladera, estableciéndose ciclos de retroalimentación positiva que amplían la cárcava en longitud y tamaño, ya que la altura del salto de agua es cada vez mayor, esto genera mayor energía cinética de la cascada incrementándose la capacidad erosiva. Por otro lado las cárcavas se van ramificando por toda la red de drenaje de la cuenca generándose una red de cárcavas, esto a su vez genera tantas cabeceras activas como vías de drenaje tenga la cuenca.

La ciencia ha desarrollado algunos modelos de predicción de la erosión en cárcavas (Kirby y Morgan, 1994 citado por Cisneros et al., 2012). La expresión siguiente considera el tamaño de la cuenca y la precipitación mínima como factores que regulan el avance de las cárcavas (SCS, 1966, citado por Kirby y Morgan, 1994 citado por Cisneros et al., 2012):

$$R = (5.25 \times 10^{-3}) \times A^{0.46} \times P^{0.2} \quad (2.8)$$

Donde:

$R$  Avance promedio anual de la cabecera en  $m$ .

$A$  Área de desagüe de la cuenca por encima de la cabecera en  $m^2$ .

$P$  Precipitación total de lluvias de 24 horas igual o mayor a 12,7 mm para un período determinado, convertida a una base anual promedio en  $mm$ .

Este tipo de erosión implica daños muy visibles en tierras agrícolas y, sensiblemente a los caminos rurales que funcionan como vías de circulación de los escurrimientos, por lo tanto sufren en mayor medida los daños de este mecanismo de erosión.

### Erosión de cursos permanentes

Dentro de una cuenca las zonas más susceptibles a la erosión son los márgenes y fondos de los ríos y arroyos, debido a que es aquí donde se concentra la máxima energía de las crecientes y por ser las zonas de traslado y concentración de los escurrimientos.

La erosión de los márgenes es similar al mecanismo de erosión por cárcavas antes descrito, la corriente del cauce desestabiliza la base del margen y produce desmoronamiento del resto del margen. Este mecanismo de erosión se presenta comúnmente en los sectores cóncavos de meandros o curvas de ríos de llanura, siendo la causa del avance del meandro sobre otras tierras (figura 2.17).



Figura 2.17: Manifestaciones de erosión de cursos permanentes. (*Fuente:* Cisneros et al., 2012)

La magnitud de este tipo de erosión está relacionado con la cantidad de vegetación en las riberas, la cohesión de los materiales presentes en los márgenes y el caudal, y frecuencia de las crecientes ocurridas en la cuenca de aporte.

Un cauce se está erosionando si el nivel medio del margen con respecto al fondo disminuye; está en equilibrio cuando el nivel medio del margen y el fondo no varían, y se está sedimentando si el nivel aumenta. Otros tipos de erosión de los cauces son las siguientes (*Pouey, 1998 citado por Cisneros et al., 2012*):

- Erosión transversal: se produce en todas aquellas secciones donde se reduce el ancho del río.
- Erosión en las curvas: consiste en la profundización del cauce en la zona cercana a la orilla cóncava (meandro).
- Erosión al pie de obras: se produce cuando el flujo rodea a alguna obra realizada en el lecho del río.
- Erosión local en estribos o al pie de obras unidas a la margen: similar a la anterior para obras en la margen.
- Erosión aguas abajo de presas: ocurren cuando se reduce la carga de sedimentos de la corriente por acción de las presas (“aguas claras”).
- Erosión local aguas abajo de obras de desagüe: se producen al pie de obras de descarga desde la margen al río.
- Erosión aguas arriba de cortes de meandros y rectificaciones: se producen al alterar la forma de un meandro por canalización y rectificación, hay aumento de la pendiente de fondo, de la velocidad y de la carga de sedimentos, que puede incrementar la erosión de fondo aguas abajo de la obra.
- Erosión bajo tubería: se produce cuando se colocan tubos en el lecho del río.

La pérdida paulatina de material del lecho, causa la erosión del fondo de los cauces, esta pérdida es causada principalmente por los caudales erogados, la carga de sedimentos y el tipo de material del fondo. Entre las principales actividades humanas que causan erosión de fondo son:

- Extracción de agregados (arena) del lecho.
- Deforestación de los márgenes.
- Construcción de embalses («aguas claras»).
- Rectificación de meandros.

### **Erosión por remoción o movimientos en masa**

Este proceso es un conjunto de subcomponentes de la erosión hídrica, relacionados con la saturación de una masa de suelo por agua de lluvia o en proporciones pequeñas por otras fuentes.

El agua penetra los poros del suelo y lo satura, causando que el volumen del suelo se incremente y por acción de la gravedad se desplace pendiente abajo; esto implica el desplazamiento de grandes volúmenes de material. Los movimientos de masa se producen frecuentemente en suelos someros, que están asentados sobre algún material impermeable, como rocas graníticas sobre fuertes pendientes, es poco frecuente particularizar los movimientos en

masa de forma específica, como derrumbes o aludes ya que este fenómeno se presenta como una mezcla de todos ellos.

Los desplazamientos pueden ser lentos y casi imperceptibles, o rápidos y violentos, esto va a depender de las características del suelo, la cantidad de agua que se infiltra, el sustrato del suelo, la pendiente y la cobertura vegetal. Las formas más comunes de remoción de masa son:

### **Deslizamientos y derrumbes**

Es frecuente que dentro del campo geológico y geodésico se confundan los términos «deslizamiento» y «derrumbe» y se usen de manera indistinta, esto se debe principalmente a que son formas de remoción de masa que es una mezcla de ambos; lo que dificulta la particularización de los dos procesos, que se presentan por la acción conjunta de los factores siguientes:

1. **Origen natural:** Son factores que dependen de las características del suelo, el tipo de suelo, roca del subsuelo, la resistencia mecánica de los materiales, las condiciones topográficas y el comportamiento de las aguas subterráneas.
2. **Agente causal:** Normalmente el clima es el agente causal, cuando se presentan lluvias de gran intensidad y duración, sismos o microsismos que activan los procesos de deslizamientos y derrumbes de los suelos saturados previamente con agua de lluvia.
3. **Antrópicos:** Estos factores modifican la estructura del suelo para uso agrícola y pecuario, para la extracción de materiales para construcción, socavando la base de las laderas; ya que estos factores se deben a las actividades humanas, se conocen como factores de influencia antrópica. Esto finalmente provoca que la velocidad de los procesos erosivos se incrementen.

La causa más frecuente de los movimientos en masa es el agua que ingresa de forma subterránea, proveniente de terrenos situados a mayor altitud, por infiltración de agua de lluvia. La sobresaturación hídrica modifica la resistencia interna de los materiales del suelo, reduciendo su fricción y cohesión interna, provocando el rompimiento de la estabilidad de las laderas, esto permite que la fuerza de gravedad actúe sobre la mezcla de suelo y agua, desplazando los suelos ladera abajo.

Las características que se asocian a deslizamientos son (Núñez, 2001):

- **Presencia de corona:** Se observa principalmente en deslizamientos de gran magnitud (figura 2.18).
- **Magnitud del área afectada:** Puede abarcar de 10 a 50 o más hectáreas.
- **Velocidad de desplazamiento:** Normalmente, su desplazamiento es más lento, comparado con los derrumbes, sin embargo, en algunas ocasiones críticas por sobresaturación hídrica e inestabilidad geológica pueden ser rápidos.



Figura 2.18: Vista de la corona antes y después del movimiento. Deslizamiento en el poblado de Miguel Hidalgo, Zapotitlán de Salinas, Puebla. (*Fuente:* Irasema et al., 2008)

En comparación con los deslizamientos, los derrumbes tienen dos características(Núñez, 2001):

- Son rápidos y violentos.
- Generalmente ocurren en regiones sometidas a una fuerte influencia antrópica, o sujetas a eventos pluviales de gran magnitud.

En México los deslizamientos y derrumbes son muy comunes en temporada de lluvias, estos tienen un alto costo económico y en vidas humanas. Uno de los deslizamientos por sobresaturación hídrica tras tres días de intensas lluvias causadas por el huracán Manuel, fue el sucedido el 16 de septiembre de 2013 en la comunidad de La Pintada ubicada en el municipio de Atoyac de Álvarez, en Guerrero (figura 2.19), este deslizamiento causó que gran parte de la comunidad quedara sepultada y provocando la muerte de 78 personas y 8 desaparecidos.



Figura 2.19: Deslizamiento ocurrido la comunidad de La Pintada. (*Fuente: Flores, 2013*)

### Flujos de lodo

Son desplazamientos de suelos o detritos heterogéneamente mezclados con agua, que fluyen muy rápidamente por las laderas en forma de lodo, también conocidos como lahares. Normalmente, se producen en laderas con 60 a 75 por ciento de pendiente, y suelos muy delgados ligados a un subsuelo de estratos rocosos de baja permeabilidad o impermeables. Estos flujos generalmente son disparados por lluvias intensas, deshielo repentino por actividad volcánica, por rotura de presas o desbordamiento de agua represada y/o por ocurrencia de sismos (figura 2.20).



Figura 2.20: Lahar en el volcán Casitas, Nicaragua, ocasionado por el Huracán Mitch. Más de 2000 personas perdieron la vida en este desastre. (*Fuente: Irasema et al., 2008*)

### Soliflucción y reptación

También dentro de los denominados flujos o movimientos de masa se incluyen la reptación y la soliflucción. La reptación se define como un movimiento extremadamente lento, incluso imperceptible que puede afectar a suelos y sustratos rocosos, dando lugar a deformaciones continuas generalmente superficiales (figura 2.21).



Figura 2.21: Reptación del suelo - Allos (Alpes de Alta Provenza, Francia). (*Fuente: flickr*)

La soliflucción es un movimiento progresivo y lento de los suelos asociado a las acciones de hielo-deshielo presentes en las regiones frías, durante este proceso el suelo fluye ante presiones mínimas, debido a que está sobresaturado por el agua que se infiltra, se produce porque el suelo alcanza de forma intermitente el límite líquido<sup>3</sup>. La soliflucción se identifica cuando los árboles se inclinan en el sentido de la pendiente, o se forman hundimientos moderados en forma de terracedo, que avanzan pendiente abajo varios milímetros o, incluso centímetros, por año (figura 2.22).



Figura 2.22: Soliflucción. El efecto se manifiesta por la leve inclinación de los árboles, fisuras en el suelo y cercas desniveladas. (*Fuente: Núñez, 2001*)

---

<sup>3</sup>Límite líquido: Es el contenido de humedad por debajo del cual el suelo se comporta como un material plástico. A este nivel de contenido de humedad el suelo está en el vértice de cambiar su comportamiento al de un fluido viscoso.

## Capítulo 3

# Ecuación universal de pérdida de suelo

Para poder controlar o manipular un fenómeno físico o mecánico, es necesario entender el proceso de desarrollo del mismo. Este entendimiento se consigue cuando los factores que determinan el fenómeno pueden ser medidos y simulados mediante un modelo matemático. Los modelos son una representación simplificada de la realidad, que se utilizan para diferentes objetivos dependiendo la necesidad del individuo.

El control de la erosión es uno de los fenómenos que pueden ser representados mediante un modelo matemático y los factores que intervienen en el proceso son estudiados desde hace mucho tiempo.

A partir de 1940 se comenzaron a desarrollar las primeras ecuaciones dirigidas a calcular las pérdidas de suelo en los campos de cultivo. De acuerdo al punto de vista de su concepción y base de cálculo, los modelos de erosión se pueden clasificar en (*Morgan, 1995; citado por Cisneros et al., 2012*):

- a) Modelos físicos: son modelos a escala (maquetas), desarrollados en laboratorio, que asumen una similitud entre el modelo y el evento real.
- b) Modelos analógicos: estos usan analogías entre el modelo simulado y modelos mecánicos eléctricos.
- c) Modelos digitales: se basan en el uso de computadoras para procesar una gran cantidad de datos.

Los modelos digitales a su vez se dividen en dos tipos: los de base física y los de base empírica. Los modelos de base física se basan en las leyes fundamentales de la física, como la ley de conservación de la masa y la energía y la ecuación de continuidad, desarrollando ecuaciones que describen los procesos. Un modelo de este tipo es el WEPP (Water Erosion Prediction Project, *Nearing et al., 1989; citado por Cisneros et al., 2012*).

Los modelos empíricos basan su funcionamiento en el análisis estadístico entre procesos, tratando con grandes bases de datos.

### 3.1. La Ecuación Universal de Pérdida de Suelo

Un ejemplo de modelo empírico es la Ecuación Universal de Pérdida de Suelos (EUPS, también conocida como USLE, por sus siglas en inglés), desarrollada por el Departamento de Agricultura de Estados Unidos (USDA por sus siglas en inglés), formulada inicialmente por Wischmeier y Smith en 1962 y publicada en su forma definitiva en el Manual 534 de Departamento de Agricultura de Estados Unidos (*Wischmeier y Smith, 1978; citado por González del Tánago, 1991*).

Este modelo se desarrolla a partir de relaciones estadísticas desarrolladas a partir de una amplia base de datos experimentales de más de 8000 parcelas distribuidas en el territorio (*Wischmeier y Smith, 1978; citado por Cisneros et al., 2012*), que combina diferentes condiciones climáticas, de suelo, pendiente y sistemas de uso y manejo del suelo. Este es el método de mayor aceptación y difusión, en los países con problemas de erosión.

Esta ecuación estima las pérdidas de suelo anuales, como valor promedio de un período representativo de años, que se producen en una parcela o superficie de terreno debidas a la erosión hídrica, en función de las características de la lluvia, distribución de la tormenta, suelo, topografía, cubierta vegetal, rotación de cultivos, productividad, labranza, manejo de residuos, y practicas de control de erosión.

A continuación se describirá en su forma original la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo:

$$A = R \times K \times L \times S \times C \times P \quad (3.1)$$

Donde:

$A$  Representa el valor promedio anual de pérdida de suelo en  $[Ton/ha \cdot año]$

$R$  Factor de erosividad por la precipitación pluvial en  $[N/h]$

$K$  Es el factor de erodabilidad del suelo en  $[Ton \cdot h/N \cdot ha]$

$L$  Factor de longitud de pendiente  $[adimensional]$ .

$S$  Factor de magnitud de pendiente  $[adimensional]$ .

$C$  Factor de cubierta vegetal y manejo  $[adimensional]$ .

$P$  Factor de prácticas de conservación  $[adimensional]$ .

La EUPS puede utilizarse para (Kirby y Morgan, 1994; citado por Cisneros et al., 2012):

- Estimar la pérdida anual promedio de suelo de una pendiente, en un campo con condiciones específicas de uso y manejo de suelo.
- Apoyar la toma de decisiones en la selección de sistemas de uso y manejo, y de prácticas de conservación para condiciones específicas de suelos y pendientes.
- Estimar el cambio en la pérdida de suelo que resultaría de un cambio en el uso de las técnicas de conservación sobre una situación dada.
- Determinar como pueden aplicarse o alternarse las prácticas de conservación para permitir un uso más intensivo de las tierra, manteniendo una pérdida de suelo tolerable.
- Estimar las pérdidas de suelo en áreas con un uso de suelos distinto del agrícola.
- Obtener estimaciones de pérdida de suelo para que los organismos responsables de la conservación de suelos determinen las necesidades de conservación.

En los siguientes apartados se describen los términos de la EUPS.

### 3.1.1. Factor de erosividad por la precipitación pluvial (R)

El factor  $R$  expresa la capacidad potencial de la lluvia para provocar erosión. Esta capacidad está en función de la energía cinética de la lluvia y su intensidad máxima durante 30 minutos. En otras palabras, este factor recoge la influencia de la energía cinética de la lluvia que provoca la erosión, separando las partículas del suelo y compactando la superficie; y su intensidad máxima determina la aparición de escurrimiento superficial cuando se rebasa la capacidad de infiltración del suelo. Su estimación se obtiene con la expresión siguiente:

$$R = 1.702 \left( \frac{[\sum 1099 (1 - 0.72 \exp^{-1.27 I_j}) (I_j T_j)] I_{30}}{100} \right) \quad (3.2)$$

Donde:

$R$  Es el potencial erosivo de la lluvia en  $(N/h)$ .

$I_j$  Es la intensidad de la precipitación para un incremento de tiempo específico en  $(plg/h)$ .

$T_j$  Incremento específico de tiempo en  $h$ .

$I_{30}$  Intensidad máxima de la tormenta en 30 minutos en  $(plg/h)$ .

Para utilizar esta expresión es preciso conocer la distribución de la tormenta que se estudia para diferentes duraciones ( $I_j T_j$ ) y la intensidad máxima para una duración de 30 minutos de la tormenta  $I_{30}$ . Esto requiere que se cuente con el registro pluviográfico o contar con la curva masa; cuando no se cuenta con ninguno de estos datos la obtención de las curvas Intensidad-Duración-Periodo de retorno ( $I - d - Tr$ ) se vuelve una herramienta indispensable.

El factor  $R$  se estima para cada año por simple adición del índice EI de todos los eventos del año, el procedimiento se repite para todos los años disponibles y se obtiene un valor promedio anual, el cual constituye el llamado  $R$  de la EUPS.

### 3.1.2. Factor de erosionabilidad del suelo (K)

Expresa la erosionabilidad del suelo, es decir, muestra su vulnerabilidad o susceptibilidad a la erosión por acción del agua; la erosionabilidad es una característica propia de los suelos, por lo tanto esta en función de sus características, tales como: granulometría, porosidad, textura, estructura, condiciones hidrológicas, etcétera. Este factor muestra que, diferentes suelos se erosionan a tasas diferentes, cuando están afectados por los mismos factores que causan su erosión.

El factor  $K$  cuantifica la erosionabilidad del suelo y representa la tasa de erosión del suelo por unidad de  $R$ , cuando la condiciones de relieve y vegetación son las consideradas «estándar»<sup>4</sup> y los factores  $L$ ,  $S$ ,  $C$  y  $P$  tienen valor de uno.

Para obtener el factor  $K$ , el método más completo es el nomograma de Wischmeier y Smith (1978) figura 3.1, el cual requiere datos muy específicos, como el porcentaje de limo, porcentaje de arena muy fina, porcentaje de arena, porcentaje de contenido de materia orgánica, estructura y permeabilidad del suelo; es preciso señalar que los valores obtenidos corresponden a unidades del sistema americano, y deben ser consistentes con los valores de  $R$ .

Cuando no se cuenta con información suficiente y de forma detallada de las características del suelo para poder emplear el nomograma de Wischmeier y Smith, se puede emplear el método de Kirby y Morgan (1980), en el cual se utilizan valores asociando la textura del suelo y contenido de materia orgánica, estos valores han sido tabulados y se presentan en la tabla 3.1.

Otra manera para poder determinar el factor  $K$ , es usando la metodología de la FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación), adaptada para las condiciones ambientales de México. Las características obtenidas empleando la información fueron el tipo de suelo y textura; que de acuerdo con la clasificación del tipo de suelo y de su textura superficial - gruesa, media o fina -, se le asigna el valor del factor  $K$ , estos valores se muestran en la tabla 3.2.

Tabla 3.1: Valores de  $K$  asociados a la textura y al contenido de materia orgánica, método de Kirby y Morgan (1980). (Fuente: Kirby y Morgan, 1989; citado por CORTOLIMA, 2009)

TEXTURA DEL SUELO	< 0.5 %	2 %	>4 %
Arcilla	0.017	0.038	—
Arcilla arenosa	0.018	0.017	0.016
Arcilla limosa	0.033	0.030	0.025
Arena	0.007	0.004	0.003
Arena fina	0.0021	0.018	0.013
Arena fina franca	0.032	0.026	0.021
Arena franca	0.016	0.013	0.011
Arena muy fina	0.055	0.047	0.037
Arena muy fina franca	0.058	0.050	0.040
Franco (grada)	0.050	0.045	0.038
Franco arcillolimoso	0.049	0.042	0.034
Franco arcilloso	0.037	0.033	0.028
Franco areno-arcilloso	0.036	0.033	0.028
Franco arenoso	0.036	0.032	0.025
Franco arenoso fino	0.046	0.040	0.032
Franco arenoso muy fino	0.062	0.054	0.043
Limo	0.079	0.068	0.055
Limo franco	0.0	0.055	0.043

<sup>4</sup>Las condiciones estándar se refieren a las medidas de una parcela de 22.13 m de longitud uniforme y 9 % de pendiente, mantenida continuamente labrada y en barbecho siguiendo la línea de máxima pendiente.



Tabla 3.2: Factor K, de acuerdo con el tipo de suelo de la clasificación desarrollada por la WRB. (Fuente: Montes-León et al., 2011)

Orden	Textura			Clasificación WRB	
	Gruesa	Media	Fina	Nombre	Símbolo
AC	0.26	0.4	0.13	Acrisol	AC
AL	0.26	0.4	0.13	Albeluvisol	AB
AN	0.26	0.4	0.13	Alisol	AL
AR	0.13	0.2	0.07	Andosol	AN
CH	0.13	0.2	0.07	Anthrosol	AT
CL	0.53	0.79	0.26	Arenosol	AR
CM	0.26	0.4	0.13	Calcisol	CL
DU	0.53	0.79	0.26	Cambisol	CM
FL	0.26	0.4	0.13	Chernozem	CH
FR	0.13	0.2	0.07	Cryosol	CR
GL	0.26	0.4	0.13	Durisol	DU
GY	0.53	0.79	0.26	Ferralsol	FR
HS	0.53	0.2	0.07	Fluvisol	FL
KS	0.26	0.4	0.13	Gleysol	GL
LP	0.13	0.2	0.07	Gypsisol	GY
LV	0.26	0.4	0.13	Histosol	HS
LX	0.13	0.2	0.07	Kastanozem	KS
NT	0.13	0.2	0.07	Leptosol	LP
PH	0.13	0.2	0.07	Lixisol	LX
PL	0.53	0.79	0.26	Luvisol	LV
PT	0.26	0.4	0.13	Nitisol	NT
RG	0.26	0.4	0.13	Phaeozem	PH
SC	0.26	0.4	0.13	Planosol	PL
SN	0.53	0.79	0.26	Plinthosol	PT
UM	0.26	0.4	0.13	Podzol	PZ
VR	0.53	0.79	0.26	Regosol	RG
				Solonchak	SC
				Solonetz	SN
				Umbrisol	UM
				Vertisol	VR

### 3.1.3. Factor topográfico, $LS$

Relaciona la longitud y el ángulo de inclinación del terreno, ambos afectan de manera sustancial el ritmo de erosión del suelo por el agua. Los dos efectos son evaluados de manera individual y presentados en la ecuación de pérdida de suelo por  $L$  y  $S$ , en la práctica es más conveniente considerar a los dos como solo un factor topográfico,  $L \cdot S$ , ya que se trata del efecto combinado de la pendiente y la longitud de los terrenos expuestos a la erosión laminar y en surcos. Su valor se obtiene de la multiplicación de dos subfactores: longitud ( $L$ ) y pendiente ( $S$ ).

La longitud de la pendiente se define como la distancia desde el punto de origen del flujo sobre la superficie hasta el punto donde la pendiente disminuye lo bastante como para que ocurra la deposición o hasta el punto en el que el escurrimiento entra en un canal definido. El grado de pendiente se expresa en porcentaje (diferencia de cota en 100 m de distancia horizontal). El método toma ambos valores para la obtención del factor  $LS$ , de tipo adimensional. El desarrollo de la EUPS se basó en la longitud y pendiente de una parcela «estándar», de este modo Wischmeier y Smith (1978), propusieron la siguiente ecuación para definir el factor de longitud de la pendiente:

$$L = \left( \frac{\lambda}{22.13} \right)^m \tag{3.3}$$

Donde:

$L$  Es el factor de longitud de pendiente (adimensional).

$\lambda$  Es la longitud de la pendiente del terreno en,  $m$ .

$m$  Es el exponente cuyo valor varía de acuerdo a la inclinación de la pendiente:

$m = 0,5$  si la pendiente  $> 5\%$

$m = 0,4$  si la pendiente  $< 5\%$  y  $> 3\%$

$m = 0,3$  si la pendiente  $< 3\%$  y  $> 1\%$

$m = 0,2$  si la pendiente  $< 1\%$

Las investigaciones determinaron que la pérdida de suelo estaba correlacionada también con una descripción parabólica del efecto de la inclinación de la pendiente o gradiente:

$$S = \frac{0.43 + 0.3s + 0.043s^2}{6.613} \quad (3.4)$$

Donde:

$S$  Factor de gradiente de la pendiente

$s$  Gradiente de la pendiente, en  $\%$

De esta manera el factor  $LS$  puede expresarse mediante la ecuación:

$$L \times S = \left( \frac{\lambda}{22.13} \right)^m (0.0065s^2 + 0.045s + 0.065) \quad (3.5)$$

Las soluciones de estas ecuaciones han sido representadas de manera gráfica en la figura 3.2. Cabe hacer notar que cuando  $LS = 1$ , coincide aproximadamente con la parcela estándar del USDA-SCS.

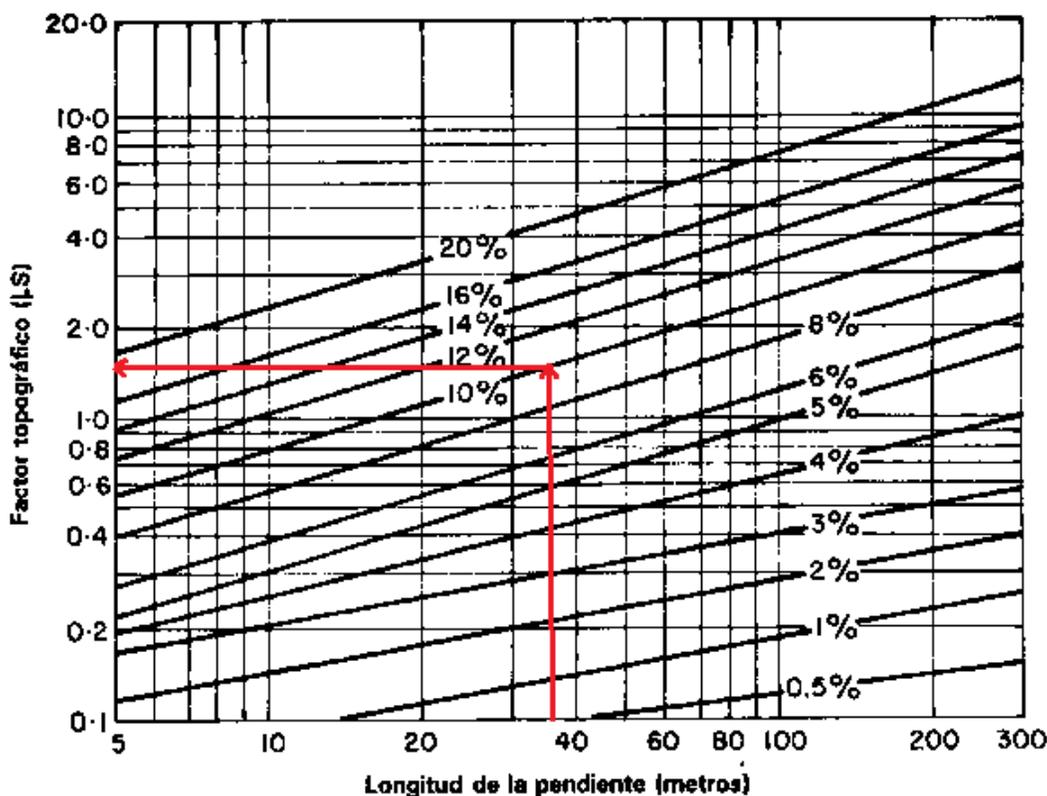


Figura 3.2: Nomograma para la asignación del factor  $LS$ . (Fuente: Hudson, 1997)

Otra forma de calcular el factor  $LS$  es utilizando datos del MDE (Modelo Digital de Elevaciones) escala 1 : 50000, proporcionado por el INEGI y propuesto por *Montes-León et al., 2011*; la cual sigue la metodología de Renard, descrita a continuación:

#### Cálculo del factor $L$

$$L = \left( \frac{X}{22.13} \right)^m \quad (3.6)$$

Donde:

$X$  Longitud de la pendiente del terreno [ $m$ ]

$$m = \beta / (1 + \beta) \quad (3.6a)$$

$$\beta = (\text{sen}\theta / 0.0896) / [3(\text{sen}\theta)^{0.8} + 0.56] \quad (3.6b)$$

$\theta$  Pendiente del terreno

#### Cálculo del factor $S$

El factor  $S$  se determina de acuerdo con las expresiones siguientes:

$$S = 10.8\text{sen}\theta + 0.03 \quad \theta \leq 9\% \quad (3.7)$$

$$S = 16.8\text{sen}\theta - 0.5 \quad \theta > 9\% \quad (3.8)$$

Finalmente se procede a multiplicar los factores  $L$  y  $S$  para la obtención del valor del factor  $LS$ .

### 3.1.4. Factor de cobertura vegetal y manejo, $C$

Representa la influencia que tiene la cobertura vegetal en la pérdida del suelo, su valor expresa la relación entre las pérdidas anuales de suelo de un área o parcela con una determinada cobertura vegetal y sistemas de manejo específicos, y las pérdidas de suelo de esa misma parcela en condiciones de barbecho continuo, limpia y arada, en el sentido de la pendiente a intervalos regulares. La estimación de este factor es la de mayor complejidad de la EUPS, ya que existen múltiples combinaciones en los sistemas de cultivo y manejo.

Para la estimación de  $C$  es necesario conocer las prácticas agronómicas de la zona, ya que el nivel de protección que ejerce la vegetación puede variar a lo largo del año en función del ciclo vegetativo y de las prácticas agrícolas.

Para la determinación de  $C$ , Wischmeier y Smith (1978), proporcionan unas tablas de cálculo que tienen en cuenta la forma y el tipo de cultivo agrícola, las distintas rotaciones según el periodo del año, el porcentaje del valor de  $R$  correspondiente, etcétera; por otra parte es necesario indicar que estos valores fueron determinados experimentalmente para las condiciones correspondientes a los cultivos y prácticas agrícolas habituales de los Estados Unidos y no son apropiados para otros cultivos y manejos de otras zonas, ni para coberturas vegetales.

Para el caso de una vegetación permanente, los valores de  $C$  están únicamente relacionados con los porcentajes de cobertura de las copas o parte aérea de la vegetación y los porcentajes de vegetación en contacto con el suelo, tablas 3.3 y 3.4.

Tabla 3.3: Valores de  $C$  para vegetación permanente. (Fuente: Wischmeier y Smith, 1979; citado por González del Tánago, 1991)

Valores del factor de cubierta vegetal, $C$ , para matorrales y vegetación permanente (1)								
Cubierta de copas			Cubierta en contacto con el suelo					
	% cubierta (3)	Tipo (4)	Porcentaje suelo cubierto					
			0	20	40	60	80	+95
No apreciable		G	0.45	0.20	0.10	0.042	0.013	0.003
		W	0.45	0.24	0.15	0.091	0.043	0.011
Herbáceas altas o matorral bajo, con altura media de caída de la gota de lluvia 0, 5m.	25	G	0.36	0.17	0.09	0.038	0.013	0.003
		W	0.36	0.20	0.13	0.083	0.041	0.011
	50	G	0.26	0.13	0.07	0.035	0.012	0.003
		W	0.26	0.16	0.11	0.076	0.039	0.011
	75	G	0.17	0.10	0.06	0.032	0.011	0.003
		W	0.17	0.12	0.09	0.068	0.038	0.011
Apreciable cubierta de matorral y arbustos con una altura media de caída de la gota de lluvia de 2m.	25	G	0.40	0.18	0.09	0.040	0.013	0.003
		W	0.40	0.22	0.14	0.087	0.042	0.011
	50	G	0.34	0.16	0.08	0.038	0.012	0.003
		W	0.34	0.19	0.13	0.082	0.041	0.011
	75	G	0.28	0.14	0.08	0.036	0.012	0.003
		W	0.28	0.17	0.12	0.078	0.040	0.011
Arboles, pero sin cubierta apreciable de matorral. Altura media de caída de la gota de lluvia de 4 – 5m.	25	G	0.42	0.19	0.10	0.041	0.013	0.003
		W	0.42	0.23	0.14	0.089	0.042	0.011
	50	G	0.39	0.18	0.09	0.040	0.013	0.003
		W	0.39	0.21	0.14	0.087	0.042	0.011
	75	G	0.46	0.17	0.09	0.039	0.012	0.003
		W	0.46	0.20	0.13	0.084	0.041	0.011

(1) Los valores de  $C$  asumen que la vegetación presenta una distribución aleatoria sobre el suelo.  
 (2) La altura de copas se mide como altura media de caída de las gotas de lluvia desde la parte aérea de la vegetación. El efecto de las copas es inversamente proporcional a dicha altura media de caída de las gotas de lluvia, siendo nulo si ésta es mayor de 10 m.  
 (3) Porción de superficie que quedaría oculta por las copas en una proyección vertical de éstas.  
 (4) **G**: Cubierta sobre el suelo de césped o similares, restos vegetales en descomposición o humus de al menos 5 cm de espesor.  
**W**: Cubierta sobre el suelo de herbáceas de hoja ancha, con escasa extensión lateral de su sistema radical, o residuos vegetales sin descomponer.

Tabla 3.4: Valores de  $C$  para bosques no alterados. (Fuente: Wischmeier y Smith, 1979; citado por González del Tánago, 1991)

Valores de factor $C$ para bosques no alterados		
% Superficie cubierta por copas de árboles sotobosques	% Superficie cubierta por humus de al menos 5 cm de espesor	Factor $C$
100 – 75	100 – 90	0.0001 – 0.001
70 – 45	85 – 75	0.002 – 0.004
40 – 20	70 – 40	0.003 – 0.009

Para el caso particular de México, la determinación de este factor se llevo a cabo utilizando información del INEGI sobre uso de suelo y vegetación, correspondiente a la Carta de Uso del Suelo y Vegetación 1:250,000 Serie III. A su vez está cartografía muestra la ubicación, distribución y extensión de diferentes ecosistemas vegetales y sistemas agrícolas con sus respectivas variantes: tipos de vegetación, tipos de agricultura, e información ecológica relevante (Montes-León et al., 2011). La tabla 3.5 muestra los valores de  $C$  en relación con el tipo de vegetación y/o uso de suelo.

Tabla 3.5: Factor para vegetación y/o uso de suelo. (Fuente: Montes-León et al., 2011)

Vegetación y/o uso de suelo	C	Vegetación y/o uso de suelo	C
Bosque de ayarin	0.01	Pastizal gipsofilo	0.25
Bosque de cedro	0.01	Pastizal halofilo	0.25
Bosque de encino	0.10	Pastizal inducido	0.02
Bosque de encino-pino	0.01	Pastizal natural	0.07
Bosque de galería	0.10	Popal	0.85
Bosque de oyamel	0.01	Pradera de alta montaña	0.05
Bosque de pino	0.01	Sabana	0.54
Bosque de pino-encino	0.01	Sabanoide	0.54
Bosque de tascate	0.01	Selva alta perennifolia	0.45
Bosque de mesofilo de montaña	0.01	Selva alta subperennifolia	0.45
Chaparral	0.65	Selva baja caducifolia	0.50
Manglar	0.10	Selva baja espinosa caducifolia	0.50
Matorral crasicale	0.65	Selva baja espinosa subperennifolia	0.50
Matorral de coníferas	0.20	Selva mediana caducifolia	0.45
Matorral desértico microfilo	0.25	Selva mediana perennifolia	0.45
Matorral desértico roetofilo	0.25	Selva mediana subcaducifolia	0.45
Matorral espinoso tamaulipeco	0.45	Tular	0.10
Matorral rosetofilo costero	0.25	Vegetación de desiertos arenosos	0.85
Matorral sarcocale	0.25	Vegetación de dunas costeras	0.85
Matorral sarco-crasicale	0.25	Vegetación de galería	0.85
Matorral sarco-crasicale de neblina	0.25	Vegetación halófila	0.85
Matorral submontano	0.35	Zona urbana	0.005
Matorral subtropical	0.12	Cuerpos de agua	1.0
Mezquital	0.65	Agricultura en riego	0.55
Palmar inducido	0.75	Agricultura de temporal	0.75
Palmar natural	0.75	Agricultura de humedad	0.25

### 3.1.5. Factor de prácticas de conservación $P$

Este último factor de la EUPS muestra la relación entre el valor medio de las pérdidas de suelo en una parcela donde se realizan prácticas de conservación de suelos para el control de la erosión, y las pérdidas que se producirían en la misma parcela si tales prácticas no se llevaran a cabo, esto con igualdad de condiciones de los factores: lluvia, suelo, topografía y vegetación.

Las prácticas de control de erosión consideradas en este factor son: cultivos en contorno o curvas de nivel, cultivos en fajas a nivel y cultivos en terrazas; los valores de  $P$  para estos tres tipos de prácticas se muestran en la tabla 3.6. Cuando no se aplican prácticas de conservación o son escasas el valor de  $P$  es igual a 1.

Tabla 3.6: Valores de  $P$  para las distintas prácticas de conservación de suelos. (Fuente: Wischmeier y Smith, 1979; citado por González del Tánago, 1991)

Trabajo a nivel			Trabajo en fajas			Trabajos en terrazas (2)	
Pendiente (%)	Factor	Máxima longitud de declive (m)	Factor P (1)	Anchura de faja (m)	Máxima longitud de declive (m)	Desagües en canales encespedados	Desagüe subterráneo en contrapendiente
1 – 2	0.60	130	0.30 – 0.60	43	260	0.12	0.05
3 – 5	0.50	100	0.25 – 0.50	33	200	0.10	0.05
6 – 8	0.50	65	0.25 – 0.50	33	130	0.10	0.05
9 – 12	0.60	40	0.30 – 0.60	26	80	0.12	0.05
13 – 16	0.70	26	0.35 – 0.70	26	55	0.14	0.05
17 – 20	0.80	20	0.40 – 0.80	20	40	0.16	0.06
21 – 25	0.90	16	0.45 – 0.90	16	33	0.18	0.06

(1) Los valores dados de  $P$  dependen del tipo y duración de la rotación agrícola.  
 (2) Los valores dados de  $P$  incluyen la capacidad de retención de sedimentos dentro de la ladera y deben utilizarse para la salida de sedimentos fuera de la misma o su contribución a la degradación específica de la cuenca a la que pertenece.

Para la estimación de pérdida de suelos las tablas 3.7 y 3.8 presentan rangos para la clasificación de la erosión actual y potencial respectivamente.

Tabla 3.7: Clasificación de la erosión hídrica actual. (Fuente: Montes-León et al., 2011)

Clasificación de la erosión actual	Rango de erosión [ton/ha · año]
Baja	< 50
Media	50 – 100
Considerable	100 – 150
Alta	150 – 200
Muy alta	200 – 250
Extrema	> 250

Tabla 3.8: Clasificación de la erosión hídrica potencial en el ámbito nacional. (Fuente: Montes-León et al., 2011)

Clasificación de la erosión potencial	Rango de erosión [ton/ha · año]
Baja	< 50
Media	50 – 100
Considerable	100 – 150
Alta	150 – 200
Muy alta	200 – 250
Extrema	> 250

La ecuación universal de pérdida de suelo (EUPS) es una herramienta adecuada para estimar las pérdidas de suelo ocasionadas por la erosión de tipo laminar y en surcos. Es una ecuación de tipo paramétrico que contempla los factores que intervienen en el proceso erosivo: clima, susceptibilidad del suelo a la erosión, longitud e inclinación de la pendiente, protección ofrecida por la cobertura vegetal y eficacia de las prácticas de conservación.

# Capítulo 4

## Aplicación

### 4.1. Área de estudio y recabación de datos pluviométricos.

El estado de Veracruz es el sitio en el cual se procederá a estimar el valor del factor de erosividad por precipitación pluvial ( $R$ ), mediante el manejo de información pluviométrica, con datos de cuatro estaciones climatológicas, cuya ubicación se muestra en la tabla 4.1 y la figura 4.1.

Tabla 4.1: Datos de la ubicación de las estaciones pluviométricas del estado de Veracruz.

Estaciones pluviométricas				
<b>Estación</b>	30007	30140	30195	30087
<b>Nombre</b>	Almolonga	Rancho viejo	Emiliano zapata	Las animas
<b>Latitud</b>	19.5883	19.4469	19.4833	19.5
<b>Longitud</b>	-96.7842	-96.7836	-96.7833	-96.885
<b>Altitud msnm</b>	730	914	924	1,281

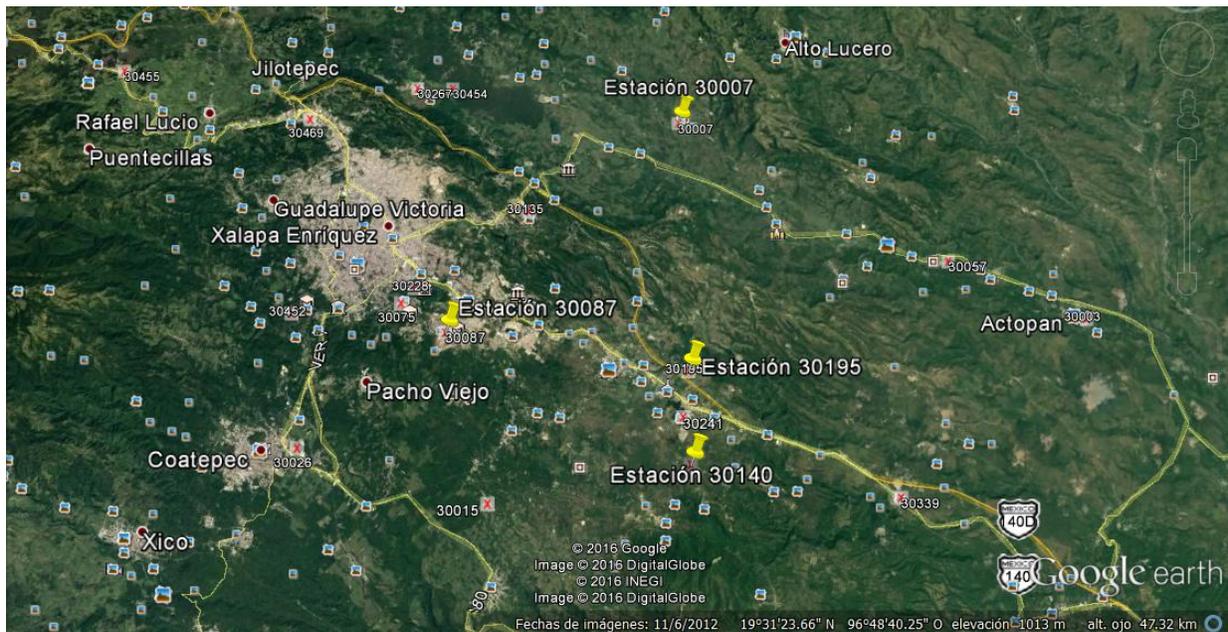


Figura 4.1: Mapa de ubicación de las estaciones pluviométricas. (Fuente: Google earth)

La longitud de los registros abarca entre los años 1959 y 2013, en la siguiente tabla se presentan los valores de precipitación máximos anuales registrados en cada estación.

Tabla 4.2: Alturas de precipitación máximas registradas.

Año	Estación			
	30007	30140	30195	30087
	$hp_{máx}$ [mm]	$hp_{máx}$ [mm]	$hp_{máx}$ [mm]	$hp_{máx}$ [mm]
1959				107.3
1960				86.7
1961				153
1962				67.2
1963				76.7
1964				110.8
1965			87.4	76.5
1966			82.8	71.2
1967			81.2	51.3
1968			34.9	74.8
1969		92	92	84.7
1970	53	48.1	104.2	70.6
1971	40	63	48	68.1
1972	99	103	103	102.1
1973	65	83.5	89.5	75
1974	200	180	167.8	175
1975	100	77	72.9	100.1
1976	95	78.4	140.1	93
1977	56.5	64	54	86.5
1978	46	85	47.1	103.5
1979	114.5	192	100.7	156
1980	107.3	128	108.4	84.9
1981	84	133.6	132.7	69.9
1982	60	91.8	47.3	62
1983	75	67.8	62	101
1984	129.5	138.2	124.6	83
1985	70	71	66.1	80
1986	80.4	81	73.2	56
1987	40.2	58.9	66	44.8
1988	38.7	112.3	63	52.3
1989	61.9	62.8	82.5	78
1990	68	160	125.2	93.5
1991	70.4	96	107.1	78.5
1992	57.2	61.5	153	88
1993	100.2	124.3	178.5	137.5
1994	56.5	90	82.9	75.4
1995	129.5	118.2	100.2	85.6
1996	79	54	69	130
1997	48	55	69.7	83.5
1998	70.7	110	97	80.6
1999	125.5	189.5	94.7	148.1
2000	140.6	74.5	106.1	115.9
2001	62	92.3	66.5	69.1
2002	53.7	108	51.7	81.2
2003	102.6	85	81.1	58.2
2004	60.2	61	59	69.8
2005	81.5	82.5	85.4	95
2006	88	83.5	98.2	73.5

Tabla 4.2: Alturas de precipitación máximas registradas. Continuación...

Año	Estación			
	30007	30140	30195	30087
	$hp_{máx}$ [mm]	$hp_{máx}$ [mm]	$hp_{máx}$ [mm]	$hp_{máx}$ [mm]
2007	80	67	136.2	51.2
2008	140.2	110	94	93.7
2009	92.6	87.3	118.2	79
2010	108	172		23.1
2011	118	85		30
2012	160	183.5		124.3
2013		145.5		145.5

Estos valores deben ser multiplicados por el factor **1.13**, por corrección de la medición en intervalos fijos, ya que se ha observado que los resultados de un análisis de frecuencia con precipitaciones máximas anuales, arrojan mejores aproximaciones.

Tabla 4.3: Alturas de precipitación máximas registradas corregidas.

Año	Estación			
	30007	30140	30195	30087
	$hp_{máx}$ [mm]	$hp_{máx}$ [mm]	$hp_{máx}$ [mm]	$hp_{máx}$ [mm]
1959				121.249
1960				97.971
1961				172.89
1962				75.936
1963				86.671
1964				125.204
1965			98.762	86.445
1966			93.564	80.456
1967			91.756	57.969
1968			39.437	84.524
1969		103.96	103.96	95.711
1970	59.89	54.353	117.746	79.778
1971	45.2	71.19	54.24	76.953
1972	111.87	116.39	116.39	115.373
1973	73.45	94.355	101.135	84.75
1974	226	203.4	189.614	197.75
1975	113	87.01	82.377	113.113
1976	107.35	88.592	158.313	105.09
1977	63.845	72.32	61.02	97.745
1978	51.98	96.05	53.223	116.955
1979	129.385	216.96	113.791	176.28
1980	121.249	144.64	122.492	95.937
1981	94.92	150.968	149.951	78.987
1982	67.8	103.734	53.449	70.06
1983	84.75	76.614	70.06	114.13
1984	146.335	156.166	140.798	93.79
1985	79.1	80.23	74.693	90.4
1986	90.852	91.53	82.716	63.28
1987	45.426	66.557	74.58	50.624
1988	43.731	126.899	71.19	59.099
1989	69.947	70.964	93.225	88.14

Tabla 4.3: Alturas de precipitación máximas registradas corregidas. Continuación...

Año	Estación			
	30007	30140	30195	30087
	$hp_{máx} [mm]$	$hp_{máx} [mm]$	$hp_{máx} [mm]$	$hp_{máx} [mm]$
1990	76.84	180.8	141.476	105.655
1991	79.552	108.48	121.023	88.705
1992	64.636	69.495	172.89	99.44
1993	113.226	140.459	201.705	155.375
1994	63.845	101.7	93.677	85.202
1995	146.335	133.566	113.226	96.728
1996	89.27	61.02	77.97	146.9
1997	54.24	62.15	78.761	94.355
1998	79.891	124.3	109.61	91.078
1999	141.815	214.135	107.011	167.353
2000	158.878	84.185	119.893	130.967
2001	70.06	104.299	75.145	78.083
2002	60.681	122.04	58.421	91.756
2003	115.938	96.05	91.643	65.766
2004	68.026	68.93	66.67	78.874
2005	92.095	93.225	96.502	107.35
2006	99.44	94.355	110.966	83.055
2007	90.4	75.71	153.906	57.856
2008	158.426	124.3	106.22	105.881
2009	104.638	98.649	133.566	89.27
2010	122.04	194.36		26.103
2011	133.34	96.05		33.9
2012	180.8	207.355		140.459
2013		164.415		164.415

Con estos valores se determinaran los eventos de diseño, mediante el ajuste de diferentes distribuciones de probabilidad; antes de emplear alguna función de distribución, se verificara la homogeneidad e independencia de la serie de valores de  $hp$ , mediante las pruebas estadísticas: Helmert,  $t$  de Student, Cramer y la prueba de independencia de Anderson.

## 4.2. Determinación de la homogeneidad

Se desarrollará el procedimiento con los datos de la estación 30007; para los datos del resto de las estaciones, los resultados serán indicados mediante una tabla resumen:

### 4.2.1. Prueba estadística de Helmert

Tamaño de la muestra:  $n = 43$

Media de la muestra:  $\overline{hp} = 97.453 [mm]$

Tabla 4.4: Cambios y secuencias presentes en la muestra.

Año	$hp_{m\acute{a}x}$ [mm]	Signo	Cambio(C) o Secuencia(S)
1970	59.89	-	
1971	45.2	-	S
1972	111.87	+	C
1973	73.45	-	C
1974	226	+	C
1975	113	+	S
1976	107.35	+	S
1977	63.845	-	C
1978	51.98	-	S
1979	129.385	+	C
1980	121.249	+	S
1981	94.92	-	C
1982	67.8	-	S
1983	84.75	-	S
1984	146.335	+	C
1985	79.1	-	C
1986	90.852	-	S
1987	45.426	-	S
1988	43.731	-	S
1989	69.947	-	S
1990	76.84	-	S
1991	79.552	-	S
1992	64.636	-	S
1993	113.226	+	C
1994	63.845	-	C
1995	146.335	+	C
1996	89.27	-	C
1997	54.24	-	S
1998	79.891	-	S
1999	141.815	+	C
2000	158.878	+	S
2001	70.06	-	C
2002	60.681	-	S
2003	115.938	+	C
2004	68.026	-	C
2005	92.095	-	S
2006	99.44	+	C
2007	90.4	-	C
2008	158.426	+	C
2009	104.638	+	S
2010	122.04	+	S
2011	133.34	+	S
2012	180.8	+	S

El numero de cambios y secuencias contabilizado es:

Cambios(C): 19

Secuencias(S): 23

La serie de datos se considera homogénea si  $-\sqrt{n_j - 1} \leq (S - C) \leq \sqrt{n_j - 1}$ , entonces

$$-\sqrt{43 - 1} \leq (23 - 19) \leq \sqrt{43 - 1}$$

$-6.4807 \leq 4 \leq 6.4807 \therefore$  La serie es homogénea

### 4.2.2. Prueba estadística $t$ de Student

La serie de datos se divide en dos conjuntos, resultando un primer conjunto de la muestra con  $n_1 = 22$  elementos y el segundo con  $n_2 = 21$  elementos.

Submuestra 1	
Año	$hp$ [mm]
1970	59.89
1971	45.2
1972	111.87
1973	73.45
1974	226
1975	113
1976	107.35
1977	63.845
1978	51.98
1979	129.385
1980	121.249
1981	94.92
1982	67.8
1983	84.75
1984	146.335
1985	79.1
1986	90.852
1987	45.426
1988	43.731
1989	69.947
1990	76.84
1991	79.552

Submuestra 2	
Año	$hp$ [mm]
1992	64.636
1993	113.226
1994	63.845
1995	146.335
1996	89.27
1997	54.24
1998	79.891
1999	141.815
2000	158.878
2001	70.06
2002	60.681
2003	115.938
2004	68.026
2005	92.095
2006	99.44
2007	90.4
2008	158.426
2009	104.638
2010	122.04
2011	133.34
2013	180.8

	submuestra 1	submuestra 2
Media $\bar{hp}_i$	90.112 mm	105.144 mm
Desviación estándar $S_i$	41.575 mm	37.140 mm

Sustituyendo valores en la ecuación 1.117, para el cálculo del estadístico  $t_d$ :

$$t_d = \frac{90.112 - 105.144}{\left[ \frac{22(41.575)^2 + 21(37.140)^2}{22+21-2} \left( \frac{1}{22} + \frac{1}{21} \right) \right]^{\frac{1}{2}}} = -1.2188$$

El valor de la distribución  $t$  de Student de dos colas, con  $v = 22 + 21 - 2 = 41$  grados de libertad y un nivel de significancia de  $\alpha = 0.05$  es:

$$t_v = 2.01995$$

La serie de datos se considera homogénea si  $|t_d| < t_v$ , por lo que:

$$1.2188 < 2.01995 \therefore \text{La serie es homogénea}$$

### 4.2.3. Prueba estadística de Cramer

Para esta prueba es necesario considerar:

El tamaño total de la muestra  $n = 43$

El 60 % de los últimos valores de la muestra  $n_{60} = 26$

El 30 % de los últimos valores de la muestra  $n_{30} = 13$

Bloque 1 ( $n_{60}$ )	
1987	45.426
1988	43.731
1989	69.947
1990	76.84
1991	79.552
1992	64.636
1993	113.226
1994	63.845
1995	146.335
1996	89.27
1997	54.24
1998	79.891
1999	141.815
2000	158.878
2001	70.06
2002	60.681
2003	115.938
2004	68.026
2005	92.095
2006	99.44
2007	90.4
2008	158.426
2009	104.638
2010	122.04
2011	133.34
2012	180.8

Bloque 2 ( $n_{30}$ )	
2000	158.878
2001	70.06
2002	60.681
2003	115.938
2004	68.026
2005	92.095
2006	99.44
2007	90.4
2008	158.426
2009	104.638
2010	122.04
2011	133.34
2012	180.8

La media de la muestra total  $\bar{h}p = 97.453 \text{ mm}$

Desviación estándar de la muestra total  $S = 39.735 \text{ mm}$

Media del bloque 1 ( $n_{60}$ ),  $\bar{h}p_{60} = 97.058 \text{ mm}$

Media del bloque 2 ( $n_{30}$ ),  $\bar{h}p_{30} = 111.905 \text{ mm}$

Calculando los valores de  $\tau_{60}^j$  (ec. 1.123),  $\tau_{30}^j$  ecuación (ec. 1.124),  $t_{60}$  ecuación (ec. 1.125), y  $t_{30}$  ecuación (ec. 1.125):

$$\tau_{60}^j = \frac{97.058 - 97.453}{39.735} = -0.00994$$

$$\tau_{30}^j = \frac{111.905 - 97.453}{39.735} = 0.3637$$

$$t_{60} = \left\{ \frac{26(43-2)}{43-26[1+(-0.00994)^2]} \right\}^{\frac{1}{2}} |-0.00994| = 0.0787$$

$$t_{30} = \left\{ \frac{13(43-2)}{43-13[1+(0.3637)^2]} \right\}^{\frac{1}{2}} |0.3637| = 1.5789$$

Ya que el estadístico  $t_w$  tiene una distribución t de Student de dos colas con  $v = n_1 + n_2 - 2$  grados de libertad y para un nivel de significancia  $\alpha = 0.05$ ; se considera que la serie de datos es homogénea si  $|t_w| < t_v$ , por lo tanto:

$$|t_{60}| = 0.0787 < 2.01995 \therefore \text{El bloque 1 es homogéneo}$$

$$|t_{30}| = 1.5789 < 2.01995 \therefore \text{El bloque 2 es homogéneo}$$

Debido a que los 2 bloques son homogéneos, la serie de datos se considera homogénea.

Ahora se presentan los resultados de las pruebas de homogeneidad para los datos de las 3 estaciones restantes:

Tabla 4.5: Verificación de la homogeneidad de los datos de las estaciones restantes con el método de Helmert.

Prueba estadística de Helmert			
Estación	30140	30195	30087
Tamaño de la muestra (n)	45	45	55
Media de la muestra	113.1758	103.0836	98.8688
Cambios	25	19	26
Secuencias	19	25	28
eq. $-\sqrt{n_j - 1} \leq (S - C) \leq \sqrt{n_j - 1}$	$-6.633 \leq -6 \leq 6.633$	$-6.633 \leq 6 \leq 6.633$	$-7.349 \leq 2 \leq 7.349$
Resultado	Serie homogénea	Serie homogénea	Serie homogénea

Tabla 4.6: Verificación de la homogeneidad de los datos de las estaciones restantes con el método  $t$  de Student.

Prueba estadística $t$ de Student			
Estación	30140	30195	30087
$t_d$	-0.2655	-1.0097	0.6583
$ t_d  < t_v$	$0.2655 < 2.0179$	$-1.0097 < 2.0179$	$0.6583 < 2.0074$
Conclusión	La serie de datos es homogénea	La serie de datos es homogénea	La serie de datos es homogénea

Tabla 4.7: Verificación de la homogeneidad de los datos de las estaciones restantes con el método de Cramer.

Prueba estadística de Cramer						
Estación	30140		30195		30087	
Porcentaje de los valores	60 %	30 %	60 %	30 %	60 %	30 %
$t_i$	0.1923	0.2799	0.4415	1.9375	1.3375	0.6126
$ t_w  < t_v$	$0.1923 < 2.0179$	$0.2799 < 2.0179$	$0.4415 < 2.0179$	$1.9375 < 2.0179$	$1.3375 < 2.0179$	$0.6126 < 2.0179$
Conclusión	La serie de datos es homogénea		La serie de datos es homogénea		La serie de datos es homogénea	

### 4.3. Determinación de la independencia

De la misma forma que se hizo la verificación de la homogeneidad de los datos de la estación 30007; se desarrollará el procedimiento para la determinación de la independencia de los datos de la estación 30007 y para las demás estaciones los resultados serán presentados mediante una tabla resumen.

Se calculara el coeficiente de autocorrelación serial de orden  $r_k^j$  (ecuación 1.126), con valores de tiempo de retraso desde  $k = 1$  hasta  $k = \frac{43}{3} = 14.33$ ; se considerará hasta  $k = 15$ .

Tabla 4.8: Determinación de los valores  $hp_{i+k} - \overline{hp}$ , para  $k = 1$  hasta  $k = 7$ .

Año	$hp [mm]$	$hp_i - \overline{hp}$	$hp_{i+k} - \overline{hp}$						
			$k = 1$	$k = 2$	$k = 3$	$k = 4$	$k = 5$	$k = 6$	$k = 7$
1970	59.89	-37.563	-52.253	14.417	-24.003	128.547	15.547	9.897	-33.608
1971	45.2	-52.253	14.417	-24.003	128.547	15.547	9.897	-33.608	-45.473
1972	111.87	14.417	-24.003	128.547	15.547	9.897	-33.608	-45.473	31.932
1973	73.45	-24.003	128.547	15.547	9.897	-33.608	-45.473	31.932	23.796
1974	226	128.547	15.547	9.897	-33.608	-45.473	31.932	23.796	-2.533
1975	113	15.547	9.897	-33.608	-45.473	31.932	23.796	-2.533	-29.653
1976	107.35	9.897	-33.608	-45.473	31.932	23.796	-2.533	-29.653	-12.703
1977	63.845	-33.608	-45.473	31.932	23.796	-2.533	-29.653	-12.703	48.882
1978	51.98	-45.473	31.932	23.796	-2.533	-29.653	-12.703	48.882	-18.353
1979	129.385	31.932	23.796	-2.533	-29.653	-12.703	48.882	-18.353	-6.601
1980	121.249	23.796	-2.533	-29.653	-12.703	48.882	-18.353	-6.601	-52.027
1981	94.92	-2.533	-29.653	-12.703	48.882	-18.353	-6.601	-52.027	-53.722
1982	67.8	-29.653	-12.703	48.882	-18.353	-6.601	-52.027	-53.722	-27.506
1983	84.75	-12.703	48.882	-18.353	-6.601	-52.027	-53.722	-27.506	-20.613
1984	146.335	48.882	-18.353	-6.601	-52.027	-53.722	-27.506	-20.613	-17.901
1985	79.1	-18.353	-6.601	-52.027	-53.722	-27.506	-20.613	-17.901	-32.817
1986	90.852	-6.601	-52.027	-53.722	-27.506	-20.613	-17.901	-32.817	15.773
1987	45.426	-52.027	-53.722	-27.506	-20.613	-17.901	-32.817	15.773	-33.608
1988	43.731	-53.722	-27.506	-20.613	-17.901	-32.817	15.773	-33.608	48.882
1989	69.947	-27.506	-20.613	-17.901	-32.817	15.773	-33.608	48.882	-8.183
1990	76.84	-20.613	-17.901	-32.817	15.773	-33.608	48.882	-8.183	-43.213
1991	79.552	-17.901	-32.817	15.773	-33.608	48.882	-8.183	-43.213	-17.562
1992	64.636	-32.817	15.773	-33.608	48.882	-8.183	-43.213	-17.562	44.362
1993	113.226	15.773	-33.608	48.882	-8.183	-43.213	-17.562	44.362	61.425
1994	63.845	-33.608	48.882	-8.183	-43.213	-17.562	44.362	61.425	-27.393
1995	146.335	48.882	-8.183	-43.213	-17.562	44.362	61.425	-27.393	-36.772
1996	89.27	-8.183	-43.213	-17.562	44.362	61.425	-27.393	-36.772	18.485
1997	54.24	-43.213	-17.562	44.362	61.425	-27.393	-36.772	18.485	-29.427
1998	79.891	-17.562	44.362	61.425	-27.393	-36.772	18.485	-29.427	-5.358
1999	141.815	44.362	61.425	-27.393	-36.772	18.485	-29.427	-5.358	1.987
2000	158.878	61.425	-27.393	-36.772	18.485	-29.427	-5.358	1.987	-7.053
2001	70.06	-27.393	-36.772	18.485	-29.427	-5.358	1.987	-7.053	60.973
2002	60.681	-36.772	18.485	-29.427	-5.358	1.987	-7.053	60.973	7.185
2003	115.938	18.485	-29.427	-5.358	1.987	-7.053	60.973	7.185	24.587
2004	68.026	-29.427	-5.358	1.987	-7.053	60.973	7.185	24.587	35.887
2005	92.095	-5.358	1.987	-7.053	60.973	7.185	24.587	35.887	83.347
2006	99.44	1.987	-7.053	60.973	7.185	24.587	35.887	83.347	
2007	90.4	-7.053	60.973	7.185	24.587	35.887	83.347		
2008	158.426	60.973	7.185	24.587	35.887	83.347			
2009	104.638	7.185	24.587	35.887	83.347				
2010	122.04	24.587	35.887	83.347					
2011	133.34	35.887	83.347						
2012	180.8	83.347							

El procedimiento es el mismo para el cálculo de  $k = 8$  hasta  $k = 15$ , de modo que ya no se mostrarán sus resultados. Los valores de  $r_k^j$  y los limites superior e inferior (ec. 1.128 y 1.129) se presentan en la tabla 4.9:

Tabla 4.9: Valores de  $r_k$  y límites superior e inferior de la estación 30007.

$k$	$r_k$	$Lsup = r_k^j(95\%)$	$Linf = r_k^j(95\%)$
1	0.118	0.276	-0.323
2	0.012	0.279	-0.327
3	-0.162	0.282	-0.332
4	-0.014	0.285	-0.336
5	0.180	0.288	-0.341
6	-0.038	0.291	-0.346
7	-0.026	0.295	-0.351
8	-0.099	0.299	-0.356
9	0.026	0.302	-0.361
10	0.100	0.306	-0.367
11	-0.034	0.310	-0.373
12	0.054	0.315	-0.379
13	-0.116	0.319	-0.386
14	-0.126	0.324	-0.393
15	0.012	0.329	-0.400

La gráfica de estos valores se muestra a continuación:

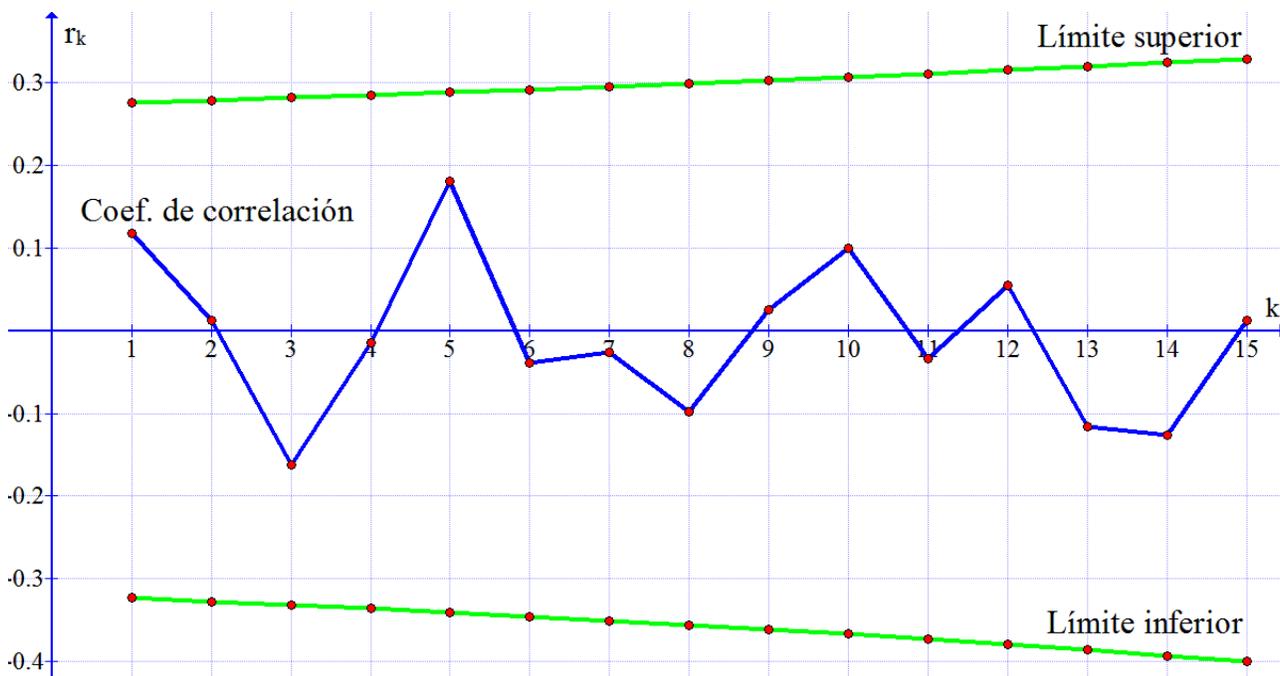


Figura 4.2: Correlograma de la muestra de la estación 30007.

Ya que ninguno de los valores de  $r_k$  sobrepasan los límites de confianza de la serie de datos de  $hp$  de la estación 30007; se establece que la serie  $hp$  es independiente y por lo tanto se trata de una variable que sigue las leyes de alguna distribución de probabilidad.

Aplicando el mismo procedimiento para la obtención de los valores de  $r_k$  y los límites superior e inferior para las estaciones 30140, 30195 y 30087; se encuentra que los datos de  $hp$  son independientes; los correlogramas y valores de  $r_k$  se presentan a continuación:

Tabla 4.10: Valores de  $r_k$  y límites superior e inferior 30140.

**Estación 30140**

$k$	$r_k$	$Lsup = r_k^j(95\%)$	$Linf = r_k^j(95\%)$
1	-0.016	0.270	-0.315
2	0.034	0.273	-0.319
3	-0.146	0.276	-0.323
4	-0.105	0.279	-0.327
5	0.074	0.282	-0.332
6	-0.083	0.285	-0.336
7	-0.059	0.288	-0.341
8	-0.179	0.291	-0.346
9	0.035	0.295	-0.351
10	-0.057	0.299	-0.356
11	0.176	0.302	-0.361
12	-0.084	0.306	-0.367
13	-0.084	0.310	-0.373
14	0.064	0.315	-0.379
15	0.015	0.319	-0.386

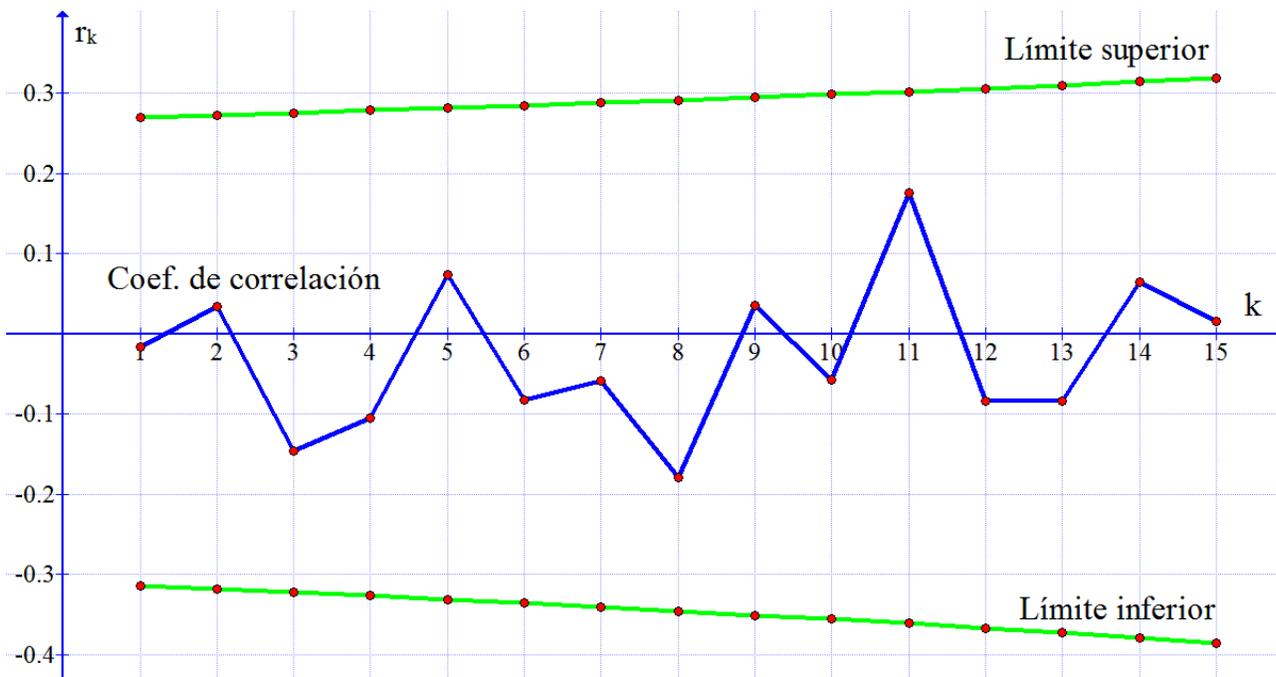


Figura 4.3: Correlograma de la muestra de la estación 30140.

Tabla 4.11: Valores de  $r_k$  y límites superior e inferior 30195.

**Estación 30195**

$k$	$r_k$	$Lsup = r_k^j(95\%)$	$Linf = r_k^j(95\%)$
1	0.107	0.270	-0.315
2	0.102	0.273	-0.319
3	-0.094	0.276	-0.323
4	-0.183	0.279	-0.327
5	-0.082	0.282	-0.332
6	-0.180	0.285	-0.336
7	0.012	0.288	-0.341
8	-0.137	0.291	-0.346
9	-0.055	0.295	-0.351
10	-0.066	0.299	-0.356
11	-0.099	0.302	-0.361
12	-0.061	0.306	-0.367
13	-0.176	0.310	-0.373
14	0.157	0.315	-0.379
15	-0.008	0.319	-0.386

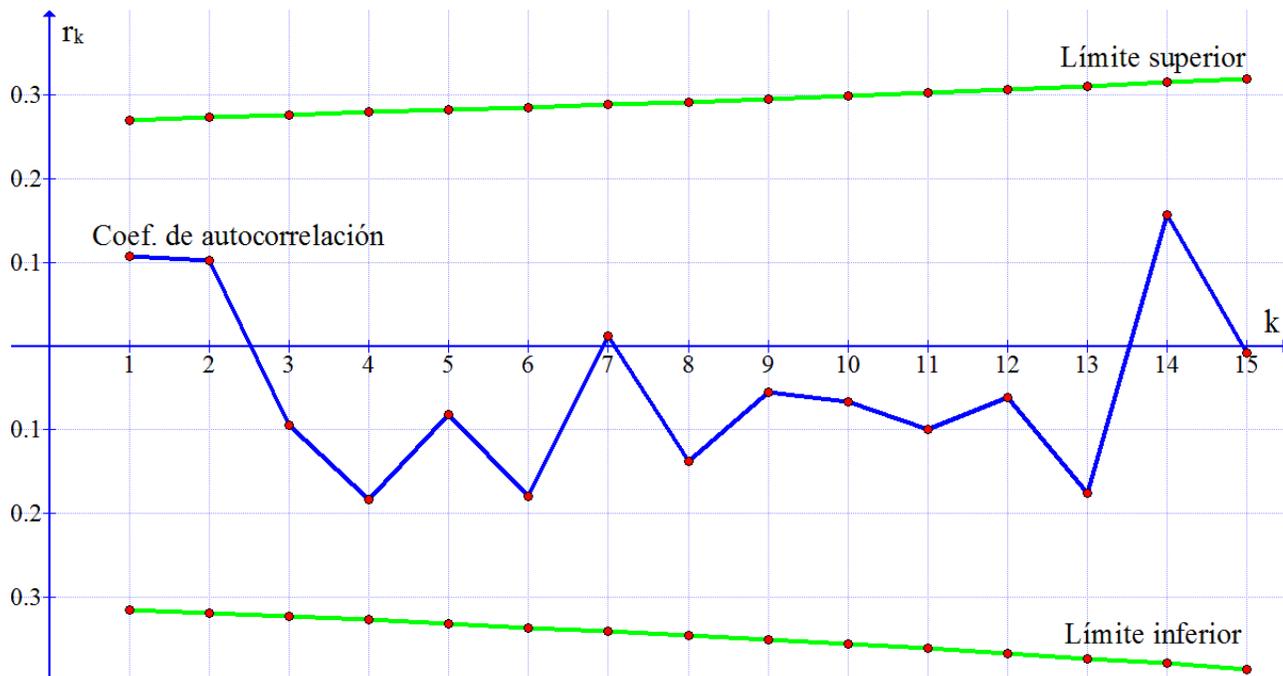


Figura 4.4: Correlograma de la muestra de la estación 30195.

Tabla 4.12: Valores de  $r_k$  y limites superior e inferior 30087

**Estación 30087**

$k$	$r_k$	$Lsup = r_k^j(95\%)$	$Linj = r_k^j(95\%)$
1	0.175	0.246	-0.283
2	-0.101	0.248	-0.286
3	0.055	0.250	-0.289
4	0.080	0.253	-0.292
5	0.039	0.255	-0.295
6	-0.065	0.257	-0.298
7	-0.143	0.260	-0.301
8	-0.237	0.262	-0.305
9	-0.136	0.265	-0.308
10	-0.142	0.267	-0.312
11	-0.273	0.270	-0.315
12	-0.299	0.273	-0.319
13	0.055	0.276	-0.323
14	-0.016	0.279	-0.327
15	0.056	0.282	-0.332
16	0.103	0.285	-0.336
17	0.070	0.288	-0.341
18	0.054	0.291	-0.346
19	0.190	0.295	-0.351

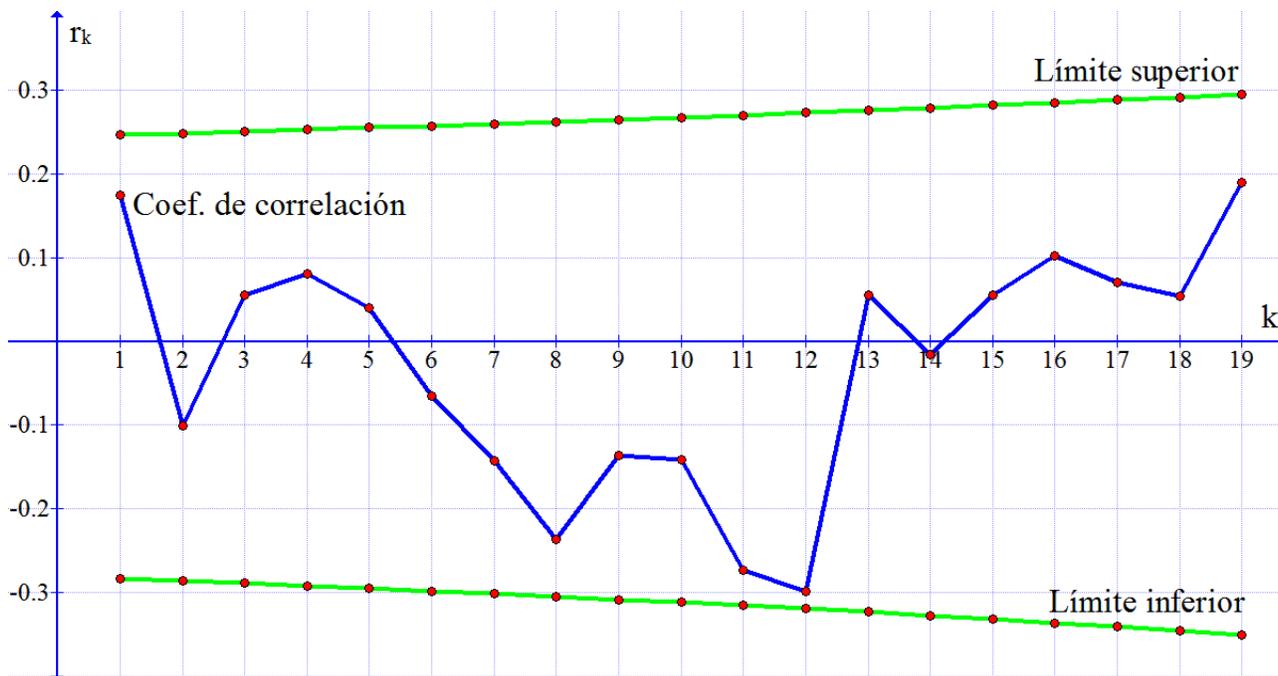


Figura 4.5: Correlograma de la muestra de la estación 30087

Esto comprueba que los datos de las cuatro estaciones son homogéneos e independientes, por lo que ahora es posible obtener las curvas  $hp - d - Tr$ .

### 4.4. Ajuste de los datos a una distribución de probabilidad.

Para realizar el ajuste de los datos a una distribución se emplearán las funciones de probabilidad: Exponencial con parámetro  $\beta$  y  $X_0$ , Normal, Log normal con dos parámetros, Distribuciones de valores extremos Tipo 1 (Ley de Gumbel), Gamma con dos parámetros y Log Pearson tipo III. El desarrollo del procedimiento solamente se mostrará para la estación 30007, y para las demás estaciones, los resultados se presentarán mediante una tabla resumen.

#### Cálculo del periodo de retorno por la ley empírica de Weibull

Tabla 4.13: Cálculo del periodo de retorno de Weibull.

Orden( $m$ )	$hp$ [mm]ordenada	T	1/T	1-1/T
1	226	44.000	0.023	0.977
2	180.8	22.000	0.045	0.955
3	158.878	14.667	0.068	0.932
4	158.426	11.000	0.091	0.909
5	146.335	8.800	0.114	0.886
6	146.335	7.333	0.136	0.864
7	141.815	6.286	0.159	0.841
8	133.34	5.500	0.182	0.818
9	129.385	4.889	0.205	0.795
10	122.04	4.400	0.227	0.773
11	121.249	4.000	0.250	0.750
12	115.938	3.667	0.273	0.727
13	113.226	3.385	0.295	0.705
14	113	3.143	0.318	0.682
15	111.87	2.933	0.341	0.659
16	107.35	2.750	0.364	0.636
17	104.638	2.588	0.386	0.614
18	99.44	2.444	0.409	0.591
19	94.92	2.316	0.432	0.568
20	92.095	2.200	0.455	0.545
21	90.852	2.095	0.477	0.523
22	90.4	2.000	0.500	0.500
23	89.27	1.913	0.523	0.477
24	84.75	1.833	0.545	0.455
25	79.891	1.760	0.568	0.432
26	79.552	1.692	0.591	0.409
27	79.1	1.630	0.614	0.386
28	76.84	1.571	0.636	0.364
29	73.45	1.517	0.659	0.341
30	70.06	1.467	0.682	0.318
31	69.947	1.419	0.705	0.295
32	68.026	1.375	0.727	0.273
33	67.8	1.333	0.750	0.250
34	64.636	1.294	0.773	0.227
35	63.845	1.257	0.795	0.205
36	63.845	1.222	0.818	0.182
37	60.681	1.189	0.841	0.159
38	59.89	1.158	0.864	0.136
39	54.24	1.128	0.886	0.114
40	51.98	1.100	0.909	0.091
41	45.426	1.073	0.932	0.068
42	45.2	1.048	0.955	0.045
43	43.731	1.023	0.977	0.023

**Distribución exponencial con parámetro  $X_0$  y  $\beta$**

Estimación de los parámetros por momentos (ec.1.56 y 1.55):

$$\hat{\beta} = 39.735$$

$$\hat{X}_0 = 57.718$$

Tabla 4.14: Eventos de diseño con la distribución exponencial de dos parámetros.

Año	$hp [mm]$	$hp [mm]$ ordenada	$X_t$
1970	59.89	226	208.084
1971	45.2	180.8	180.542
1972	111.87	158.878	164.430
1973	73.45	158.426	152.999
1974	226	146.335	144.132
1975	113	146.335	136.888
1976	107.35	141.815	130.763
1977	63.845	133.34	125.457
1978	51.98	129.385	120.777
1979	129.385	122.04	116.590
1980	121.249	121.249	112.803
1981	94.92	115.938	109.345
1982	67.8	113.226	106.165
1983	84.75	113	103.220
1984	146.335	111.87	100.479
1985	79.1	107.35	97.914
1986	90.852	104.638	95.505
1987	45.426	99.44	93.234
1988	43.731	94.92	91.086
1989	69.947	92.095	89.048
1990	76.84	90.852	87.109
1991	79.552	90.4	85.260
1992	64.636	89.27	83.494
1993	113.226	84.75	81.803
1994	63.845	79.891	80.181
1995	146.335	79.552	78.622
1996	89.27	79.1	77.123
1997	54.24	76.84	75.678
1998	79.891	73.45	74.283
1999	141.815	70.06	72.936
2000	158.878	69.947	71.633
2001	70.06	68.026	70.372
2002	60.681	67.8	69.149
2003	115.938	64.636	67.963
2004	68.026	63.845	66.811
2005	92.095	63.845	65.692
2006	99.44	60.681	64.603
2007	90.4	59.89	63.543
2008	158.426	54.24	62.511
2009	104.638	51.98	61.505
2010	122.04	45.426	60.524
2011	133.34	45.2	59.566
2012	180.8	43.731	58.631

Tabla 4.15: Error estándar

Año	$hp$ [mm]ordenada	$(X_T - hp_{ordenada})^2$
1970	226	320.980
1971	180.8	0.067
1972	158.878	30.828
1973	158.426	29.450
1974	146.335	4.851
1975	146.335	89.248
1976	141.815	122.155
1977	133.34	62.146
1978	129.385	74.105
1979	122.04	29.702
1980	121.249	71.337
1981	115.938	43.462
1982	113.226	49.859
1983	113	95.645
1984	111.87	129.761
1985	107.35	89.033
1986	104.638	83.406
1987	99.44	38.513
1988	94.92	14.702
1989	92.095	9.287
1990	90.852	14.011
1991	90.4	26.416
1992	89.27	33.361
1993	84.75	8.685
1994	79.891	0.084
1995	79.552	0.864
1996	79.1	3.909
1997	76.84	1.351
1998	73.45	0.694
1999	70.06	8.273
2000	69.947	2.844
2001	68.026	5.503
2002	67.8	1.820
2003	64.636	11.068
2004	63.845	8.797
2005	63.845	3.410
2006	60.681	15.382
2007	59.89	13.346
2008	54.24	68.412
2009	51.98	90.728
2010	45.426	227.948
2011	45.2	206.394
2012	43.731	222.023

Error estándar de ajuste: 7.593

**Distribución normal**

Parámetros:

$$\hat{\mu} = 97.453$$

$$\hat{\sigma} = 39.735$$

Tabla 4.16: Eventos de diseño con la distribución normal con parámetros por momentos.

Año	$hp [mm]$	$hp [mm]$ ordenada	$w$	$z$	$X_t$
1970	59.89	226	2.751	2.001	176.958
1971	45.2	180.8	2.486	1.691	164.646
1972	111.87	158.878	2.318	1.490	156.650
1973	73.45	158.426	2.190	1.335	150.515
1974	226	146.335	2.086	1.208	145.435
1975	113	146.335	1.996	1.097	141.037
1976	107.35	141.815	1.917	0.998	137.116
1977	63.845	133.34	1.846	0.908	133.547
1978	51.98	129.385	1.782	0.825	130.248
1979	129.385	122.04	1.721	0.748	127.160
1980	121.249	121.249	1.665	0.674	124.242
1981	94.92	115.938	1.612	0.604	121.463
1982	67.8	113.226	1.562	0.537	118.796
1983	84.75	113	1.513	0.472	116.223
1984	146.335	111.87	1.467	0.410	113.727
1985	79.1	107.35	1.422	0.348	111.294
1986	90.852	104.638	1.379	0.288	108.912
1987	45.426	99.44	1.337	0.229	106.572
1988	43.731	94.92	1.296	0.171	104.264
1989	69.947	92.095	1.256	0.114	101.980
1990	76.84	90.852	1.216	0.057	99.712
1991	79.552	90.4	1.177	0.000	97.453
1992	64.636	89.27	1.216	-0.057	95.194
1993	113.226	84.75	1.256	-0.114	92.927
1994	63.845	79.891	1.296	-0.171	90.643
1995	146.335	79.552	1.337	-0.229	88.335
1996	89.27	79.1	1.379	-0.288	85.994
1997	54.24	76.84	1.422	-0.348	83.613
1998	79.891	73.45	1.467	-0.410	81.180
1999	141.815	70.06	1.513	-0.472	78.684
2000	158.878	69.947	1.562	-0.537	76.110
2001	70.06	68.026	1.612	-0.604	73.444
2002	60.681	67.8	1.665	-0.674	70.664
2003	115.938	64.636	1.721	-0.748	67.747
2004	68.026	63.845	1.782	-0.825	64.659
2005	92.095	63.845	1.846	-0.908	61.360
2006	99.44	60.681	1.917	-0.998	57.791
2007	90.4	59.89	1.996	-1.097	53.870
2008	158.426	54.24	2.086	-1.208	49.471
2009	104.638	51.98	2.190	-1.335	44.391
2010	122.04	45.426	2.318	-1.490	38.257
2011	133.34	45.2	2.486	-1.691	30.261
2012	180.8	43.731	2.751	-2.001	17.948

Tabla 4.17: Error estándar

Año	$hp$ [mm] ordenada	$(X_T - hp_{ordenada})^2$
1970	226	2405.102
1971	180.8	260.965
1972	158.878	4.966
1973	158.426	62.577
1974	146.335	0.809
1975	146.335	28.069
1976	141.815	22.082
1977	133.34	0.043
1978	129.385	0.744
1979	122.04	26.215
1980	121.249	8.961
1981	115.938	30.523
1982	113.226	31.028
1983	113	10.388
1984	111.87	3.447
1985	107.35	15.552
1986	104.638	18.268
1987	99.44	50.865
1988	94.92	87.312
1989	92.095	97.715
1990	90.852	78.505
1991	90.4	49.749
1992	89.27	35.098
1993	84.75	66.855
1994	79.891	115.595
1995	79.552	77.134
1996	79.1	47.534
1997	76.84	45.874
1998	73.45	59.752
1999	70.06	74.367
2000	69.947	37.987
2001	68.026	29.353
2002	67.8	8.203
2003	64.636	9.675
2004	63.845	0.663
2005	63.845	6.177
2006	60.681	8.354
2007	59.89	36.245
2008	54.24	22.741
2009	51.98	57.590
2010	45.426	51.395
2011	45.2	223.173
2012	43.731	664.740

Error estándar de ajuste: 11.013

**Distribución Log normal**

Parámetros:

$$\hat{\mu} = 4.503$$

$$\hat{\sigma} = 0.393$$

Tabla 4.18: Eventos de diseño con la distribución Log normal.

Año	$hp$ [mm]	$hp$ [mm] ordenada	$ln(hp)$	$w$	$z$	$X_t$
1970	59.89	226	5.421	2.751	2.001	198.354
1971	45.2	180.8	5.197	2.486	1.691	175.599
1972	111.87	158.878	5.068	2.318	1.490	162.238
1973	73.45	158.426	5.065	2.190	1.335	152.682
1974	226	146.335	4.986	2.086	1.208	145.196
1975	113	146.335	4.986	1.996	1.097	139.011
1976	107.35	141.815	4.955	1.917	0.998	133.720
1977	63.845	133.34	4.893	1.846	0.908	129.079
1978	51.98	129.385	4.863	1.782	0.825	124.933
1979	129.385	122.04	4.804	1.721	0.748	121.173
1980	121.249	121.249	4.798	1.665	0.674	117.724
1981	94.92	115.938	4.753	1.612	0.604	114.530
1982	67.8	113.226	4.729	1.562	0.537	111.547
1983	84.75	113	4.727	1.513	0.472	108.742
1984	146.335	111.87	4.717	1.467	0.410	106.089
1985	79.1	107.35	4.676	1.422	0.348	103.565
1986	90.852	104.638	4.651	1.379	0.288	101.152
1987	45.426	99.44	4.600	1.337	0.229	98.837
1988	43.731	94.92	4.553	1.296	0.171	96.605
1989	69.947	92.095	4.523	1.256	0.114	94.446
1990	76.84	90.852	4.509	1.216	0.057	92.349
1991	79.552	90.4	4.504	1.177	0.000	90.308
1992	64.636	89.27	4.492	1.216	-0.057	88.311
1993	113.226	84.75	4.440	1.256	-0.114	86.351
1994	63.845	79.891	4.381	1.296	-0.171	84.421
1995	146.335	79.552	4.376	1.337	-0.229	82.515
1996	89.27	79.1	4.371	1.379	-0.288	80.626
1997	54.24	76.84	4.342	1.422	-0.348	78.748
1998	79.891	73.45	4.297	1.467	-0.410	76.874
1999	141.815	70.06	4.249	1.513	-0.472	74.998
2000	158.878	69.947	4.248	1.562	-0.537	73.113
2001	70.06	68.026	4.220	1.612	-0.604	71.208
2002	60.681	67.8	4.217	1.665	-0.674	69.276
2003	115.938	64.636	4.169	1.721	-0.748	67.304
2004	68.026	63.845	4.156	1.782	-0.825	65.279
2005	92.095	63.845	4.156	1.846	-0.908	63.182
2006	99.44	60.681	4.106	1.917	-0.998	60.989
2007	90.4	59.89	4.093	1.996	-1.097	58.668
2008	158.426	54.24	3.993	2.086	-1.208	56.169
2009	104.638	51.98	3.951	2.190	-1.335	53.415
2010	122.04	45.426	3.816	2.318	-1.490	50.268
2011	133.34	45.2	3.811	2.486	-1.691	46.444
2012	180.8	43.731	3.778	2.751	-2.001	41.116

Tabla 4.19: Error estándar.

Año	$hp$ [mm] ordenada	$(X_T - hp_{ordenada})^2$
1970	226	764.295
1971	180.8	27.054
1972	158.878	11.293
1973	158.426	32.989
1974	146.335	1.297
1975	146.335	53.637
1976	141.815	65.527
1977	133.34	18.152
1978	129.385	19.822
1979	122.04	0.751
1980	121.249	12.423
1981	115.938	1.983
1982	113.226	2.819
1983	113	18.129
1984	111.87	33.425
1985	107.35	14.329
1986	104.638	12.150
1987	99.44	0.364
1988	94.92	2.838
1989	92.095	5.525
1990	90.852	2.242
1991	90.4	0.009
1992	89.27	0.919
1993	84.75	2.564
1994	79.891	20.523
1995	79.552	8.779
1996	79.1	2.328
1997	76.84	3.640
1998	73.45	11.726
1999	70.06	24.387
2000	69.947	10.020
2001	68.026	10.127
2002	67.8	2.179
2003	64.636	7.120
2004	63.845	2.056
2005	63.845	0.440
2006	60.681	0.095
2007	59.89	1.494
2008	54.24	3.720
2009	51.98	2.058
2010	45.426	23.450
2011	45.2	1.547
2012	43.731	6.839

Error estándar de ajuste: 5.515

**Distribución Gumbel Parámetros por momentos**

Parámetros:

$$\hat{\nu} = 79.572$$

$$\hat{\alpha} = 30.994$$

Tabla 4.20: Eventos de diseño con la distribución Gumbel.

Año	$hp [mm]$	$hp [mm]$ ordenada	$X_t$
1970	59.89	226	196.502
1971	45.2	180.8	174.657
1972	111.87	158.878	161.720
1973	73.45	158.426	152.426
1974	226	146.335	145.125
1975	113	146.335	139.081
1976	107.35	141.815	133.901
1977	63.845	133.34	129.351
1978	51.98	129.385	125.279
1979	129.385	122.04	121.583
1980	121.249	121.249	118.187
1981	94.92	115.938	115.038
1982	67.8	113.226	112.092
1983	84.75	113	109.318
1984	146.335	111.87	106.689
1985	79.1	107.35	104.185
1986	90.852	104.638	101.786
1987	45.426	99.44	99.479
1988	43.731	94.92	97.250
1989	69.947	92.095	95.089
1990	76.84	90.852	92.986
1991	79.552	90.4	90.932
1992	64.636	89.27	88.919
1993	113.226	84.75	86.939
1994	63.845	79.891	84.985
1995	146.335	79.552	83.052
1996	89.27	79.1	81.130
1997	54.24	76.84	79.215
1998	79.891	73.45	77.298
1999	141.815	70.06	75.372
2000	158.878	69.947	73.429
2001	70.06	68.026	71.458
2002	60.681	67.8	69.449
2003	115.938	64.636	67.388
2004	68.026	63.845	65.259
2005	92.095	63.845	63.040
2006	99.44	60.681	60.703
2007	90.4	59.89	58.207
2008	158.426	54.24	55.493
2009	104.638	51.98	52.466
2010	122.04	45.426	48.954
2011	133.34	45.2	44.596
2012	180.8	43.731	38.325

Tabla 4.21: Error estándar.

Año	$hp$ [mm] ordenada	$(X_T - hp_{ordenada})^2$
1970	226	870.108
1971	180.8	37.739
1972	158.878	8.078
1973	158.426	35.994
1974	146.335	1.464
1975	146.335	52.623
1976	141.815	62.634
1977	133.34	15.913
1978	129.385	16.856
1979	122.04	0.209
1980	121.249	9.374
1981	115.938	0.811
1982	113.226	1.285
1983	113	13.556
1984	111.87	26.838
1985	107.35	10.020
1986	104.638	8.134
1987	99.44	0.002
1988	94.92	5.430
1989	92.095	8.966
1990	90.852	4.555
1991	90.4	0.283
1992	89.27	0.123
1993	84.75	4.791
1994	79.891	25.953
1995	79.552	12.247
1996	79.1	4.122
1997	76.84	5.640
1998	73.45	14.808
1999	70.06	28.219
2000	69.947	12.121
2001	68.026	11.778
2002	67.8	2.719
2003	64.636	7.574
2004	63.845	1.999
2005	63.845	0.648
2006	60.681	0.000
2007	59.89	2.833
2008	54.24	1.570
2009	51.98	0.236
2010	45.426	12.446
2011	45.2	0.365
2012	43.731	29.223

Error estándar de ajuste: 5.781

**Distribución Gamma con dos parámetros**

Parámetros:

$$\hat{\alpha} = 6.0150$$

$$\hat{\beta} = 16.202$$

Tabla 4.22: Eventos de diseño con la distribución Gamma.

Año	$hp [mm]$	$hp [mm]$ ordenada	$w$	$z$	$X_t$
1970	59.89	226	2.751	2.001	191.928
1971	45.2	180.8	2.486	1.691	173.225
1972	111.87	158.878	2.318	1.490	161.755
1973	73.45	158.426	2.190	1.335	153.307
1974	226	146.335	2.086	1.208	146.538
1975	113	146.335	1.996	1.097	140.840
1976	107.35	141.815	1.917	0.998	135.887
1977	63.845	133.34	1.846	0.908	131.481
1978	51.98	129.385	1.782	0.825	127.494
1979	129.385	122.04	1.721	0.748	123.836
1980	121.249	121.249	1.665	0.674	120.445
1981	94.92	115.938	1.612	0.604	117.272
1982	67.8	113.226	1.562	0.537	114.281
1983	84.75	113	1.513	0.472	111.443
1984	146.335	111.87	1.467	0.410	108.735
1985	79.1	107.35	1.422	0.348	106.139
1986	90.852	104.638	1.379	0.288	103.638
1987	45.426	99.44	1.337	0.229	101.219
1988	43.731	94.92	1.296	0.171	98.870
1989	69.947	92.095	1.256	0.114	96.582
1990	76.84	90.852	1.216	0.057	94.345
1991	79.552	90.4	1.177	0.000	92.152
1992	64.636	89.27	1.216	-0.057	89.993
1993	113.226	84.75	1.256	-0.114	87.859
1994	63.845	79.891	1.296	-0.171	85.745
1995	146.335	79.552	1.337	-0.229	83.643
1996	89.27	79.1	1.379	-0.288	81.547
1997	54.24	76.84	1.422	-0.348	79.451
1998	79.891	73.45	1.467	-0.410	77.346
1999	141.815	70.06	1.513	-0.472	75.226
2000	158.878	69.947	1.562	-0.537	73.082
2001	70.06	68.026	1.612	-0.604	70.903
2002	60.681	67.8	1.665	-0.674	68.678
2003	115.938	64.636	1.721	-0.748	66.393
2004	68.026	63.845	1.782	-0.825	64.031
2005	92.095	63.845	1.846	-0.908	61.570
2006	99.44	60.681	1.917	-0.998	58.979
2007	90.4	59.89	1.996	-1.097	56.218
2008	158.426	54.24	2.086	-1.208	53.225
2009	104.638	51.98	2.190	-1.335	49.902
2010	122.04	45.426	2.318	-1.490	46.078
2011	133.34	45.2	2.486	-1.691	41.393
2012	180.8	43.731	2.751	-2.001	34.819

Tabla 4.23: Error estándar

Año	$hp$ [mm] ordenada	$(X_T - hp_{ordenada})^2$
1970	226	1160.914
1971	180.8	57.378
1972	158.878	8.277
1973	158.426	26.203
1974	146.335	0.041
1975	146.335	30.190
1976	141.815	35.136
1977	133.34	3.454
1978	129.385	3.576
1979	122.04	3.227
1980	121.249	0.647
1981	115.938	1.779
1982	113.226	1.113
1983	113	2.424
1984	111.87	9.825
1985	107.35	1.466
1986	104.638	1.000
1987	99.44	3.165
1988	94.92	15.605
1989	92.095	20.135
1990	90.852	12.204
1991	90.4	3.069
1992	89.27	0.522
1993	84.75	9.667
1994	79.891	34.268
1995	79.552	16.738
1996	79.1	5.990
1997	76.84	6.817
1998	73.45	15.183
1999	70.06	26.690
2000	69.947	9.826
2001	68.026	8.275
2002	67.8	0.770
2003	64.636	3.087
2004	63.845	0.035
2005	63.845	5.177
2006	60.681	2.896
2007	59.89	13.484
2008	54.24	1.031
2009	51.98	4.318
2010	45.426	0.425
2011	45.2	14.490
2012	43.731	79.430

Error estándar de ajuste: 6.363

**Distribución Log Pearson tipo III**

Método indirecto, con parámetros

$$\hat{\alpha} = 0.0248$$

$$\hat{\beta} = 251.5801$$

$$\hat{y}_0 = -1.7342$$

Tabla 4.24: Eventos de diseño mediante distribución Log Pearson tipo III.

Año	$hp [mm]$	$hp [mm]$ ordenada	$\ln (hp_{ord})$	$w$	$z$	$X_t$
1970	59.89	226	5.421	2.751	2.001	203.290
1971	45.2	180.8	5.197	2.486	1.691	178.262
1972	111.87	158.878	5.068	2.318	1.490	163.828
1973	73.45	158.426	5.065	2.190	1.335	153.623
1974	226	146.335	4.986	2.086	1.208	145.700
1975	113	146.335	4.986	1.996	1.097	139.202
1976	107.35	141.815	4.955	1.917	0.998	133.677
1977	63.845	133.34	4.893	1.846	0.908	128.858
1978	51.98	129.385	4.863	1.782	0.825	124.572
1979	129.385	122.04	4.804	1.721	0.748	120.704
1980	121.249	121.249	4.798	1.665	0.674	117.170
1981	94.92	115.938	4.753	1.612	0.604	113.908
1982	67.8	113.226	4.729	1.562	0.537	110.874
1983	84.75	113	4.727	1.513	0.472	108.030
1984	146.335	111.87	4.717	1.467	0.410	105.347
1985	79.1	107.35	4.676	1.422	0.348	102.803
1986	90.852	104.638	4.651	1.379	0.288	100.379
1987	45.426	99.44	4.600	1.337	0.229	98.058
1988	43.731	94.92	4.553	1.296	0.171	95.828
1989	69.947	92.095	4.523	1.256	0.114	93.675
1990	76.84	90.852	4.509	1.216	0.057	91.590
1991	79.552	90.4	4.504	1.177	0.000	89.565
1992	64.636	89.27	4.492	1.216	-0.057	87.589
1993	113.226	84.75	4.440	1.256	-0.114	85.653
1994	63.845	79.891	4.381	1.296	-0.171	83.752
1995	146.335	79.552	4.376	1.337	-0.229	81.878
1996	89.27	79.1	4.371	1.379	-0.288	80.025
1997	54.24	76.84	4.342	1.422	-0.348	78.188
1998	79.891	73.45	4.297	1.467	-0.410	76.358
1999	141.815	70.06	4.249	1.513	-0.472	74.530
2000	158.878	69.947	4.248	1.562	-0.537	72.697
2001	70.06	68.026	4.220	1.612	-0.604	70.850
2002	60.681	67.8	4.217	1.665	-0.674	68.980
2003	115.938	64.636	4.169	1.721	-0.748	67.075
2004	68.026	63.845	4.156	1.782	-0.825	65.124
2005	92.095	63.845	4.156	1.846	-0.908	63.108
2006	99.44	60.681	4.106	1.917	-0.998	61.005
2007	90.4	59.89	4.093	1.996	-1.097	58.784
2008	158.426	54.24	3.993	2.086	-1.208	56.400
2009	104.638	51.98	3.951	2.190	-1.335	53.779
2010	122.04	45.426	3.816	2.318	-1.490	50.794
2011	133.34	45.2	3.811	2.486	-1.691	47.177
2012	180.8	43.731	3.778	2.751	-2.001	42.158

Tabla 4.25: Error estándar

Año	$hp$ [mm] ordenada	$(X_T - hp_{ordenada})^2$
1970	226	515.749
1971	180.8	6.442
1972	158.878	24.498
1973	158.426	23.065
1974	146.335	0.403
1975	146.335	50.875
1976	141.815	66.220
1977	133.34	20.088
1978	129.385	23.160
1979	122.04	1.785
1980	121.249	16.641
1981	115.938	4.119
1982	113.226	5.533
1983	113	24.706
1984	111.87	42.548
1985	107.35	20.671
1986	104.638	18.138
1987	99.44	1.909
1988	94.92	0.824
1989	92.095	2.496
1990	90.852	0.545
1991	90.4	0.698
1992	89.27	2.827
1993	84.75	0.816
1994	79.891	14.908
1995	79.552	5.411
1996	79.1	0.856
1997	76.84	1.816
1998	73.45	8.457
1999	70.06	19.984
2000	69.947	7.562
2001	68.026	7.974
2002	67.8	1.391
2003	64.636	5.951
2004	63.845	1.635
2005	63.845	0.543
2006	60.681	0.105
2007	59.89	1.223
2008	54.24	4.664
2009	51.98	3.236
2010	45.426	28.815
2011	45.2	3.910
2012	43.731	2.473

Error estándar de ajuste: 4.989

En la siguiente tabla se presentan los valores del error estándar de las estaciones restantes, determinados con las mismas distribuciones de probabilidad.

Tabla 4.26: Error estándar para las distintas estaciones y distribuciones.

Estación	Distribución					
	Exponencial	Normal	Log normal con dos parámetros	Gumbel	Gamma con dos parámetros	Log Pearson tipo III
30140	9.677	14.079	9.340	8.911	9.389	No se puede aplicar
30195	8.625	7.481	3.408	4.439	4.345	No se puede aplicar
30087	9.213	9.060	6.099	6.383	6.798	8.972

Ahora se obtendrán los eventos de diseño con la función de distribución que mejor se ajusto a los datos, para periodos de retorno de 2, 5,10,15 y 20 años; para la estación 30007 la función que mejor ajuste de datos proporcionó fue la Log Pearson tipo III, los resultados se presentan en la tabla siguiente:

Tabla 4.27: Eventos de diseño calculados por la función Log Pearson tipo III.

$T$	$\frac{1}{T}$	$1 - \frac{1}{T}$	$w$	$z$	$X_t$
2	0.5	0.5	1.177	0.000	89.565
5	0.2	0.8	1.794	0.841	125.393
10	0.1	0.9	2.146	1.282	150.242
15	0.067	0.933	2.327	1.501	164.625
20	0.05	0.95	2.448	1.645	174.859

Con el método propuesto por el USSCS descrito en anteriormente se obtendrán las curvas  $hp-d-Tr$ . El método requiere que se conozcan los días con lluvia con  $hp \geq 1\text{ mm}$  de cada año de registro, y determinar el valor medio.

En la tabla 4.28 se muestran los valores máximos de altura de precipitación ( $hp$ ) y los días con lluvia para la estación 30007.

Tabla 4.28: Alturas de precipitación máxima y días con lluvia para todos los años de registro.

Año	$hp_{(máx)}$	$hp_{(máx)} * 1.13$	Días con lluvia
1970	53	59.89	76
1971	40	45.2	98
1972	99	111.87	112
1973	65	73.45	102
1974	200	226	87
1975	100	113	82
1976	95	107.35	92
1977	56.5	63.845	66
1978	46	51.98	97
1979	114.5	129.385	113
1980	107.3	121.249	97
1981	84	94.92	119
1982	60	67.8	77
1983	75	84.75	111
1984	129.5	146.335	106
1985	70	79.1	92
1986	80.4	90.852	93
1987	40.2	45.426	87
1988	38.7	43.731	98
1989	61.9	69.947	70
1990	68	76.84	80
1991	70.4	79.552	109
1992	57.2	64.636	128
1993	100.2	113.226	98
1994	56.5	63.845	81
1995	129.5	146.335	96
1996	79	89.27	80
1997	48	54.24	85
1998	70.7	79.891	90
1999	125.5	141.815	82
2000	140.6	158.878	100
2001	62	70.06	85
2002	53.7	60.681	77
2003	102.6	115.938	83
2004	60.2	68.026	79
2005	81.5	92.095	102
2006	88	99.44	91
2007	80	90.4	76
2008	140.2	158.426	81
2009	92.6	104.638	77
2010	108	122.04	99
2011	118	133.34	69
2012	160	180.8	103

Los valores medios:

$$\text{Días con lluvia} = 91.302 [mm]$$

$$hp_{(máx)} * 1.13 = 97.453 [mm]$$

Haciendo uso de la figura 1.18, se determina la precipitación con una hora de duración y periodo de retorno de 2 años ( $hp_{1h}^{2años}$ ), obteniendo como resultado  $hp_{1h}^{2años} = 52.5 [mm]$ , con este valor y el de  $hp_{24h}^{2años}$ , obtenido mediante la función Log Pearson tipo III (tabla 4.27), es posible calcular el valor de  $R$  :

$$R = \frac{52.5 [mm]}{89.565 [mm]} = 0.586 [mm]$$

Empleando esta relación se obtienen los valores de  $hp$  para 1 hora de duración y para los periodos de retorno anteriormente establecidos. La tabla siguiente muestra los valores obtenidos.

Tabla 4.29: Valores de  $hp$  para 1 hora y 24 horas para distintos periodos de retorno.

$Tr$ [Años]	$hp_{24h}^{Tr}$ [mm]	$hp_{1h}^{Tr}$ [mm]
2	89.565	52.5
5	125.393	73.501
10	150.242	88.067
15	164.625	96.498
20	174.859	102.497

Ya que no se considerarán todas las horas, es necesario conocer la duración característica de la zona para la obtención del valor del factor  $R$ ; para determinar esta duración, se realizó un estudio,<sup>5</sup> que llegó a la conclusión de que para la EMA ubicada en la región centro, la duración característica es de 6 horas; de modo que, los valores de  $hp$  comprendidos entre 1 y 6 horas se obtuvieron por interpolación (tabla 4.30) y la representación gráfica se muestra en la figura 4.6.

Tabla 4.30: Valores de  $hp$  para la duración característica de 6 hrs.

$Tr$ [Años]	$hp$ [mm]					
	Duración					
	1 hr	2 hr	3 hr	4 hr	5 hr	6 hr
2	52.5	54.112	55.723	57.335	58.946	60.558
5	73.501	75.758	78.014	80.270	82.526	84.782
10	88.067	90.770	93.473	96.177	98.880	101.583
15	96.498	99.460	102.422	105.384	108.346	111.308
20	102.497	105.643	108.789	111.935	115.082	118.228

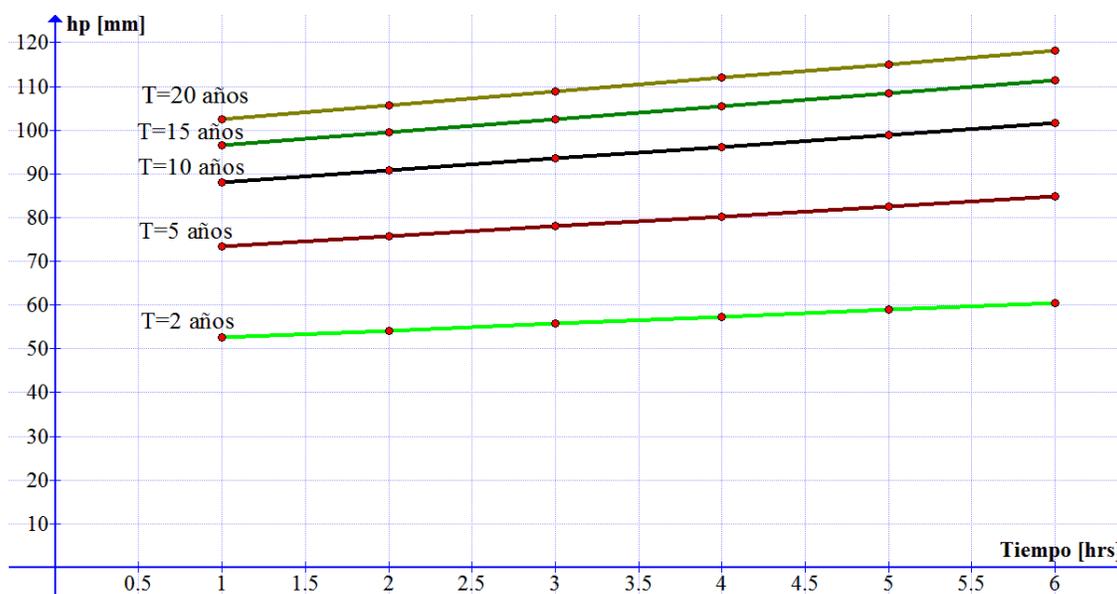


Figura 4.6: Curvas  $hp - d - Tr$  de la estación 30007.

<sup>5</sup>Este estudio fue realizado para la tesis de maestría «Caracterización del factor erosivo  $R$  en el estado de Veracruz» (Robles Valverde, 2016).

Una vez obtenidas las curvas  $hp - d - Tr$ , se pueden obtener las curvas  $I - d - Tr$ , determinando la intensidad con la expresión 1.6, los resultados y las curvas se muestran continuación:

Tabla 4.31: Valores de  $I$  para la duración característica de 6 hrs.

$Tr$ [Años]	Intensidades [mm/hr]					
	Duración					
	1 hr	2 hr	3 hr	4 hr	5 hr	6 hr
2	52.5	27.056	18.574	14.334	11.789	10.093
5	73.501	37.879	26.005	20.067	16.505	14.130
10	88.067	45.385	31.158	24.044	19.776	16.931
15	96.498	49.730	34.141	26.346	21.669	18.551
20	102.497	52.822	36.263	27.984	23.016	19.705

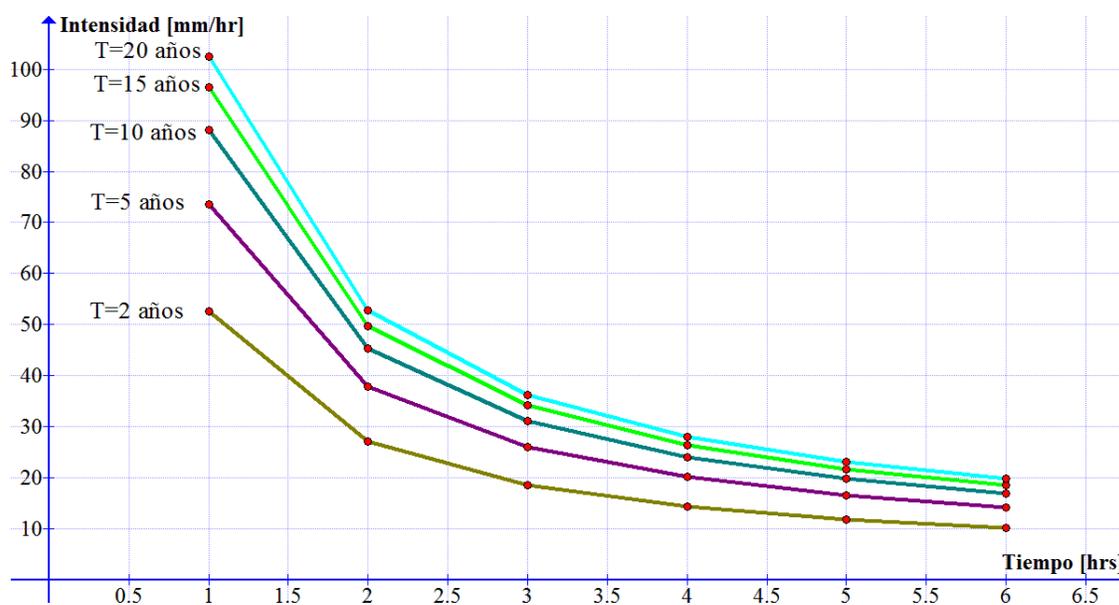


Figura 4.7: Curvas  $I - d - Tr$  de la estación 30007.

Empleando la expresión 1.5 se obtendrán las curvas  $hp - d - Tr$  para precipitaciones con duraciones menores a una hora, los valores de  $hp$  obtenidos se muestran en la tabla siguiente:

Tabla 4.32: Valores de  $hp$  [mm] para duraciones menores a una hora.

$Tr$ [Años]	Duración					
	10[ <i>min</i> ]	20[ <i>min</i> ]	30[ <i>min</i> ]	40[ <i>min</i> ]	50[ <i>min</i> ]	60[ <i>min</i> ]
2	16.8	28.35	37.275	43.05	47.775	52.5
5	23.520	39.691	52.186	60.271	66.886	73.501
10	28.181	47.556	62.527	72.215	80.141	88.067
15	30.879	52.109	68.514	79.128	87.813	96.498
20	32.799	55.348	72.773	84.047	93.272	102.497

usando la misma expresión con la que se obtuvieron las intensidades para duraciones  $1hr < d < 24hrs$ , se obtienen las intensidades para duraciones  $d < 1hr$ ; los valores obtenidos y las curvas  $I - d - Tr$  se muestran a continuación.

Tabla 4.33: Valores de intensidad  $[mm/hr]$  para duraciones menores a una hora.

$Tr$ [Años]	Intensidades $[mm/hr]$					
	Duración					
	10[ <i>min</i> ]	20[ <i>min</i> ]	30[ <i>min</i> ]	40[ <i>min</i> ]	50[ <i>min</i> ]	60[ <i>min</i> ]
2	100.8	85.05	74.55	64.575	57.33	52.5
5	141.123	119.072	104.372	90.407	80.264	73.501
10	169.088	142.668	125.055	108.322	96.169	88.067
15	185.276	156.327	137.027	118.693	105.376	96.498
20	196.794	166.045	145.546	126.071	111.927	102.497

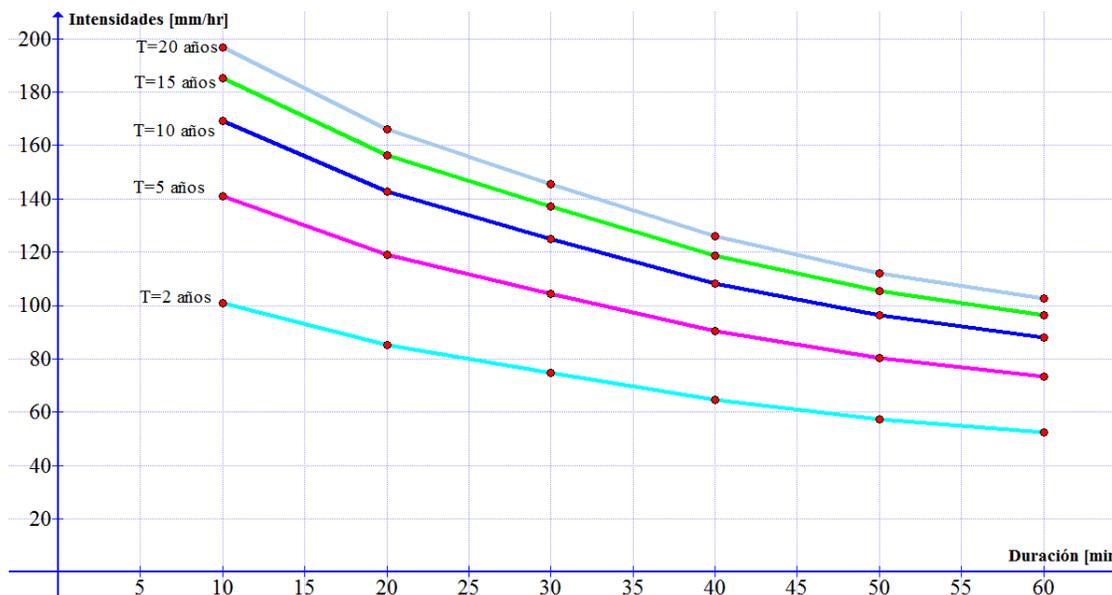


Figura 4.8: Curvas  $I - d - Tr$  para duraciones menores a una hora.

### 4.5. Cálculo del factor $R$

Ya que se cuenta con toda la información necesaria para la estimación del factor erosivo  $R$  para los periodos de retorno de 2, 5 y 10 años; se comparará los valores obtenidos, con los determinados a partir de la información reportada por la EMA<sup>6</sup>.

<sup>6</sup>Estos valores fueron determinados en la tesis de Maestría «Caracterización del factor erosivo  $R$  en el estado de Veracruz» (Robles Valverde, 2016)

Estación 30007			
$Tr = 2[\text{años}]$			
T[hr]	$I [plg/hr]$	$IT[plg]$	$1099(1 - 0.72EXP^{-1.27I_j})(IT)$
1	2.067	2.067	2153.078
2	1.065	2.130	1905.491
3	0.731	2.194	1725.213
4	0.564	2.257	1608.443
5	0.464	2.321	1531.983
6	0.397	2.384	1481.250
$\sum 1099(1 - 0.72EXP^{-1.27I_j})(IT)$			10405.458

$$R = 1.702 \left( \frac{10405.4582 \times I_{30}[plg/hr]}{100} \right) = 519.798 [N/hr]$$

Estación 30007			
$Tr = 5[\text{años}]$			
T[hr]	$I [plg/hr]$	$IT[plg]$	$1099(1 - 0.72EXP^{-1.27I_j})(IT)$
1	2.894	2.894	3122.197
2	1.491	2.983	2922.720
3	1.024	3.071	2713.281
4	0.790	3.160	2556.263
5	0.650	3.249	2444.342
6	0.556	3.338	2365.273
$\sum 1099(1 - 0.72EXP^{-1.27I_j})(IT)$			16124.076

$$R = 1.702 \left( \frac{16124.07598 \times I_{30}[plg/hr]}{100} \right) = 805.468 [N/hr]$$

Estación 30007			
$Tr = 10[\text{años}]$			
T[hr]	$I [plg/hr]$	$IT[plg]$	$1099(1 - 0.72EXP^{-1.27I_j})(IT)$
1	3.467	3.467	3776.881
2	1.787	3.574	3635.057
3	1.227	3.680	3431.180
4	0.947	3.786	3260.905
5	0.779	3.893	3132.333
6	0.667	3.999	3037.968
$\sum 1099(1 - 0.72EXP^{-1.27I_j})(IT)$			20274.322

$$R = 1.702 \left( \frac{20274.322 \times I_{30}[plg/hr]}{100} \right) = 1012.791 [N/hr]$$

Tabla resumen de la estación 30007:

Tabla 4.34: Valores estimados del factor  $R$  de la estación 30007.

Estación 30007		
Tr	Valor de $R [N/hr]$	
Años	Curvas $I - d - Tr$	EMA
2	519.798	525.381
5	805.468	785.869
10	1012.791	1045.052

A continuación se presenta un resumen de los resultados obtenidos para las estaciones 30140, 30195 y 30087, comparándolos con el valor del factor  $R$  calculado con la información reportada por la EMA.

Tabla 4.35: Valores estimados de  $R$  de la estación 30140.

Estación 30140		
Tr	Valor de $R [N/hr]$	
Años	Curvas $I - d - Tr$	EMA
2	640.727	525.381
5	963.291	785.869
10	1185.182	1045.052

Tabla 4.36: Valores estimados de  $R$  de la estación 30195.

Estación 30195		
Tr	Valor de $R [N/hr]$	
Años	Curvas $I - d - Tr$	EMA
2	497.635	525.381
5	739.588	785.869
10	905.621	1045.052

Tabla 4.37: Valores estimados de  $R$  de la estación 30087.

Estación 30087		
Tr	Valor de $R [N/hr]$	
Años	Curvas $I - d - Tr$	EMA
2	534.312	525.381
5	803.313	785.869
10	1002.488	1045.052

## 4.6. Cálculo del factor $K$

Se determinaron la características de tipo de suelo y su textura de acuerdo al mapa de edafología del estado de Veracruz, correspondiente al área de influencia de las estaciones pluviométricas, estas características se muestran a continuación:

Tabla 4.38: Características de tipo de suelo y su textura presentes entorno a las estaciones pluviométricas.

Estación	Tipo de suelo	Textura
30007	Luvisol	Fina
30140	Phaeozem	Media
30195	Phaeozem	Media
30087	Andosol	Media

Empleando la tabla 3.2, obtenemos los siguiente valores del factor  $K$ :

Tabla 4.39: Valores del factor  $K$  para las distintas estaciones.

Estación	Factor $K$
30007	0.13
30140	0.2
30195	0.2
30087	0.4

## 4.7. Cálculo del factor $LS$

Los datos necesarios para determinar este factor son: la longitud de pendiente del terreno y su inclinación (Robles Valverde, 2016), mostrados en la siguiente tabla:

Tabla 4.40: Factores de longitud de pendiente e inclinación del terreno. (*Fuente: Robles Valverde, 2016*)

Estación	Longitud de la pendiente	Inclinación(°)
30007	78.8	8.927
30140	28.68	8.874
30195	33.176	9.292
30087	35.611	5.083

Calculando el valor de  $\beta$  (ecuación 3.6b)

$$\beta = \frac{\frac{\text{sen}(8.927)}{0.0896}}{3\text{sen}(8.927)^{0.8} + 0.56} = 1.402$$

Estación	$\beta$
30007	1.402
30140	1.397
30195	1.433
30087	0.997

Aplicando la ecuación 3.6a

$$m = \frac{1.402}{(1 + 1.402)} = 0.584$$

Estación	$m$
30007	0.584
30140	0.583
30195	0.589
30087	0.499

El factor  $L$  se obtiene con la ecuación 3.6

$$L = \left( \frac{78.8}{22.13} \right)^{0.584} = 2.1$$

Tabla 4.41: Valores del factor de longitud de pendiente.

Estación	$L$
30007	2.1
30140	1.163
30195	1.269
30087	1.268

Finalmente el factor  $S$  se calcula con la ecuación 3.8.

$$S = 16.8\text{sen}(8.927) - 0.50 = 2.11$$

En resumen

Tabla 4.42: Valores del factor de gradiente de pendiente.

Estación	$S$
30007	2.11
30140	2.092
30195	2.213
30087	0.987

El factor  $LS$  para la estación 30007 es:

$$LS = 4.431$$

La siguiente tabla muestra un resumen de los resultados obtenidos:

Tabla 4.43: Valores del factor topográfico de cada estación.

Estación	Factor $LS$
30007	4.431
30140	2.433
30195	2.808
30087	1.252

## 4.8. Cálculo del factor de cobertura vegetal y manejo, $C$

De acuerdo con la tabla 3.5 se obtienen los valores de  $C$ :

Tabla 4.44: Valores del factor de cobertura vegetal.

Estación	Vegetación y/o uso de suelo	Factor $C$
30007	Agricultura en riego	0.55
30140	Agricultura de temporal	0.75
30195	Agricultura de temporal	0.75
30087	Agricultura de temporal	0.75

## 4.9. Cálculo del factor de prácticas de conservación $P$

Debido a que no se detectaron prácticas de conservación en las áreas de estudio, el valor del factor  $P$  se considera como  $P = 1$ , para todas las estaciones en estudio.

## 4.10. Estimación de la pérdida de suelo actual y potencial

Aplicando la ecuación universal de pérdida de suelo se determinaron las pérdidas de suelo actuales en el área de influencia de las estaciones, asimismo se muestra la clasificación de la erosión hídrica actual y potencial de acuerdo con la tablas 3.7 y 3.8.

Tabla 4.45: Estimación de pérdida de suelo actual y clasificación de la erosión.

Estación	Pérdida de suelo $A = R \times K \times L \times S \times C \times P$	Clasificación
30007	164.681 [Ton/ha · año]	Alta
30140	233.833 [Ton/ha · año]	Muy alta
30195	209.604 [Ton/ha · año]	Muy alta
30087	200.688 [Ton/ha · año]	Muy alta

Tabla 4.46: Estimación de pérdida de suelo potencial y clasificación.

Estación	Pérdida de suelo $A = R \times K \times L \times S \times C \times P$	Clasificación
30007	255.186 [Ton/ha · año]	Extrema
30140	351.553 [Ton/ha · año]	Extrema
30195	311.514 [Ton/ha · año]	Extrema
30087	301.724 [Ton/ha · año]	Extrema

A continuación se obtendrán las pérdidas de suelo usando el factor  $R$  estimado con la información reportada por la EMA, esto con el fin hacer una comparación y verificar si la diferencia es significativa.

Tabla 4.47: Estimación de pérdida de suelo actual y clasificación de la erosión de acuerdo a datos de la EMA.

Estación	Pérdida de suelo Valor de $R$ estimado por la EMA $A = R \times K \times L \times S \times C \times P$	Clasificación
30007	166.449 [Ton/ha · año]	Alta
30140	191.738 [Ton/ha · año]	Alta
30195	221.29 [Ton/ha · año]	Muy alta
30087	197.333 [Ton/ha · año]	Alta

Tabla 4.48: Estimación de pérdida de suelo potencial y clasificación de la erosión de acuerdo a datos de la EMA

Estación	Pérdida de suelo Valor de $R$ estimado por la EMA $A = R \times K \times L \times S \times C \times P$	Clasificación
30007	248.976 [Ton/ha · año]	Muy alta
30140	286.803 [Ton/ha · año]	Extrema
30195	331.008 [Ton/ha · año]	Extrema
30087	295.172 [Ton/ha · año]	Extrema

## Capítulo 5

# Conclusiones y/o recomendaciones

La erosión y degradación de los suelos en México representa un grave problema, ya que esta amenaza la sostenibilidad de la producción agrícola, la seguridad de las comunidades y la vida útil de los aprovechamientos hidráulicos.

De entre los diversos procesos que provocan erosión, la erosión hídrica es la que más afecta al territorio mexicano y cuyo impacto es más perceptible, esto tiene que ver principalmente con la fuerza erosiva de las precipitaciones, debido a que ésta en función de la energía cinética, razón por la cual se vuelve importante establecer su magnitud, con el fin de conocer el impacto que tendrá la precipitación sobre un suelo que ha perdido condiciones de amortiguación y soporte.

La importancia de conocer la energía cinética y la fuerza erosiva de las precipitaciones radica principalmente en la cuantificación de la pérdida de suelo, ya que permite valorar el daño actual y futuro, siendo posible implementar medidas al respecto, con el fin de evitar o prevenir las consecuencias subyacentes al daño.

Por lo anterior es preciso contar con mediciones confiables para el cálculo del factor de erosividad por la precipitación pluvial ( $R$ ), para lograr esto es preciso conocer la distribución de las precipitaciones en el tiempo.

Dado que en México existen pocos instrumentos de medición que permiten obtener la curva masa es necesario determinar el valor de  $R$  mediante el empleo de metodologías que hagan uso de la información disponible, que en este caso es proporcionada por pluviómetros, con esta información fue posible generar curvas  $I - d - Tr$  mediante el método del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (USSCS).

Los valores estimados de  $R$  mediante las curvas  $I - d - Tr$  comparados con los valores estimados por la EMA (tablas 4.34 a 4.37), no presentan gran variación. Para tener un enfoque más amplio de que tan significativas son las diferencias y la importancia que tiene la precisión del cálculo del factor erosivo; se determinó la pérdida de suelo actual y potencial, los resultados obtenidos (tabla 4.45) muestran que la erosión actual en las áreas de estudio es muy alta, con excepción de la estación 30007, que presenta una erosión clasificada como alta. Por otra parte los resultados obtenidos mediante la aplicación del valor de  $R$  estimado por la EMA, indican la presencia de erosión clasificada como alta en la mayoría de las estaciones, excepto para la estación 30195 que indica que la erosión presente es muy alta.

En primera instancia estas clasificaciones pueden inducir a valorar que existe una gran diferencia entre los dos métodos de obtención del factor  $R$ , pero, si se observan los resultados solo en términos de  $[Ton/ha \cdot año]$ , la pérdida de suelo actual calculada por ambos métodos es mínima. En el mismo sentido, el cálculo de la pérdida de suelo potencial mediante el empleo de las curvas  $I - d - Tr$ , muestran que se presentara una pérdida de suelo extrema dentro del área de influencia de las cuatro estaciones en estudio. Por otra parte la pérdida de suelo potencial calculada con los valores de  $R$  proporcionados por la EMA, indican una pérdida de suelo potencial extrema, con excepción de la estación 30007, cuyo resultado indica que se presentará una pérdida de suelo clasificada como muy alta.

El análisis de los resultados permite establecer que el método para obtención del factor erosivo  $R$  mediante el empleo de las curvas  $I - d - Tr$  aplicado en el presente trabajo, es confiable, ya que no presenta diferencias significativas en la estimación de la pérdida de suelo, en comparación con las pérdidas de suelo estimadas mediante el factor  $R$  obtenido con datos proporcionados por la EMA, inclusive en este caso, el método empleado nos muestra resultados ligeramente más conservadores, que para fines prácticos y de seguridad puede ser de mucha utilidad.

Resulta de vital importancia contar con un método confiable para la estimación el factor erosivo  $R$ , ya que debido a la escasez de registros pluviográficos para las diferentes regiones hidrológicas del territorio nacional, no es posible obtener un registro pluviográfico, sin embargo, como se mencionó en los capítulos de este trabajo existen

datos pluviométricos en por lo menos una estación por municipio de nuestro país, esto hace necesario emplear una metodología que proponga construir curvas  $I - d - Tr$  a partir de datos pluviométricos.

Los cálculos anteriores permiten determinar las zonas donde es necesario implementar medidas para el control de la erosión y manejo de cultivos, esto con el fin de evitar la pérdida de productividad agrícola que amenazan la sostenibilidad de la producción representando un peligro crítico para México, también es posible localizar zonas de alto riesgo de deslaves, zonas donde se puede producir inestabilidad de laderas que ponen en riesgo la seguridad de la población.

Un plan de manejo en el cambio de uso de suelo, prácticas como el surcado en contorno, surcos con desnivel, surcos perpendiculares a la pendiente, fajas al contorno, terrazas de formación sucesiva y las terrazas en banco, son medidas que reducen la velocidad del escurrimiento, limitando su capacidad de desprender el suelo y transportarlo. Si en el futuro inmediato estas medidas son implementadas se evitaría la pérdida de nutrientes del suelo y la productividad agrícola de la zona, reduciendo costos de producción futuros.

Finalmente es importante tener en cuenta que la erosión acelerada del suelo a causa de las precipitaciones, trae consigo en mayor o menor medida impactos ambientales tales como: la perturbación del ciclo hidrológico, bajos rendimientos en la producción agrícola y pecuaria, degradación de la cubierta vegetal, pérdida de biodiversidad, disminución de la vida útil de las obras hidráulicas debido a la cantidad de sedimentos que transporta el agua, sedimentación en el lecho de ríos, desestabilización de laderas que favorecen las catástrofes y disminución de tierras agrícolas.

Por todo lo anterior es importante contar con una metodología confiable para la determinación del factor erosivo  $R$ , que permita a su vez cuantificar la pérdida de suelo de forma precisa, de manera que es vital continuar trabajando en la caracterización de las regiones de influencia de los pluviómetros ubicados en sitios donde la erosión sea evidente, y no existan otras fuentes de información sobre los eventos de precipitación pluvial, a fin evitar futuros costos y desastres.

# Bibliografía

- Breña, A & Jacobo, M., 2006. Principios y fundamentos de la hidrología superficial. Universidad Autónoma Metropolitana, México.  
URL [http://www.magrama.gob.es/es/parques-nacionales-oapn/publicaciones/oapn\\_edit\\_ecologia\\_05.aspx](http://www.magrama.gob.es/es/parques-nacionales-oapn/publicaciones/oapn_edit_ecologia_05.aspx)
- Campos Aranda, D. F., 1990. Procedimiento para obtener curvas I-D-Tr a partir de registros pluviométricos. Hidráulica en México, 39-52.
- Campos Aranda, D. F., 2006. Análisis probabilístico univariado de datos hidrológicos (04; QC996. 5, C3.).
- Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia, CRAHI. Consultado en 2016.  
URL <http://crahi.upc.edu/>
- Cisneros, J., Cholaky, C., Cantero, G., González, J., Reynero, M., Diez, A., Bergesio, L., 2012. Erosión hídrica: principios y técnicas de manejo. E-book. UNRC.  
URL [http://www.todoagro.com.ar/documentos/2013/Erosion\\_Hidrica.pdf](http://www.todoagro.com.ar/documentos/2013/Erosion_Hidrica.pdf)
- CORTOLIMA, 2009. Plan de ordenación y manejo de la Cuenca hidrográfica mayor del río Totare.  
URL [https://www.cortolima.gov.co/sites/default/files/images/stories/centro\\_documentos/pom\\_totare/diagnostico/m\\_212perdida\\_de\\_suelos\\_totare.pdf](https://www.cortolima.gov.co/sites/default/files/images/stories/centro_documentos/pom_totare/diagnostico/m_212perdida_de_suelos_totare.pdf)
- Escalante-Sandoval, C. A. & Reyes-Chávez, L., 2002. Técnicas estadísticas en hidrología. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Flores, J., 2013. Fuerzas destructivas de la sociedad y la naturaleza. La Jornada.  
URL <http://www.jornada.unam.mx/2013/09/24/opinion/a03a1cie>
- Ganancias Martínez, F., 2009. Cátedra de hidrología y procesos hidráulicos. clase de estadística hidrológica.  
URL <https://es.scribd.com/doc/298963282/Apunte-de-Hidrologia-Estadistica>
- González del Tánago, M., 1991. La ecuación universal de pérdidas de suelo. pasado, presente y futuro. Ecología (5), 13-50.  
URL [http://www.magrama.gob.es/es/parques-nacionales-oapn/publicaciones/oapn\\_edit\\_ecologia\\_05.aspx](http://www.magrama.gob.es/es/parques-nacionales-oapn/publicaciones/oapn_edit_ecologia_05.aspx)
- Guerra Cobián, V., Ferriño Fierro, A., Cavazos González, RA & Bruster Flores, J., 2010. Construcción de curvas I-D-Tr, a partir de registros pluviométricos. CIENCIA FIC, 32.  
URL <http://fic.uanl.mx/wp-content/uploads/2013/07/Ciencia-FIC-1004.pdf#page=32>
- Hudson, N., 1997. Medición sobre el terreno de la erosión del suelo y de la escorrentía 68.  
URL <http://www.fao.org/docrep/t0848s/t0848s00.htm>
- Instituto de Estudios Catalanes, IEC. Consultado en 2016.  
URL <http://www.iec.cat/mapasols/Cas/erosio1.asp?Grup=A&Opcio=3>
- Irasema, A. A., et al., 2008. Fascículo inestabilidad de laderas.  
URL <http://www.cenapred.gob.mx/es/Publicaciones/archivos/7-FASCICULOINESTABILIDADELADERAS.PDF>

- Martínez, M., Rubio, E., Oropeza, J., Palacios, C., 2009. Control de cárcavas. SAGARPA, Secretaría de agricultura, ganadería, desarrollo rural, pesca y alimentación. México, 1–9.  
URL <http://www.sagarpa.gob.mx/desarrolloRural/Documents/fichasCOUSSA/Control%20de%20carcavas.pdf>
- Mendoza López, Manuel J. & Domínguez Morales, L., 2006. Guía básica para la elaboración de atlas estatales y municipales de peligros y riesgos. Sistema Nacional de Protección Civil, México.  
URL <http://www.cenapred.gob.mx/es/Publicaciones/archivos/55.pdf>
- Michelena, R. O., 2011. Erosión hídrica. Argentina: INTA.  
URL <http://inta.gob.ar/documentos/erosion-hidrica>
- Mijares, Aparicio, F. J., 1989. Fundamentos de hidrología de superficie.
- Ministerio de Transportes y Comunicaciones de Perú, 2011. Manual de hidrología, hidráulica y drenaje.  
URL [http://transparencia.mtc.gob.pe/idm\\_docs/P\\_recientes/970.pdf](http://transparencia.mtc.gob.pe/idm_docs/P_recientes/970.pdf)
- Montes-León, M. A. L., Uribe-Alcántara, E. M., García-Celis, E., 2011. Mapa nacional de erosión potencial. Tecnología y ciencias del agua 2 (1), 05–17.  
URL [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S2007-24222011000100001&script=sci\\_arttext](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S2007-24222011000100001&script=sci_arttext)
- Moshinsky, M. R., 1995. Fundamentos de radares meteorológicos: aspectos clásicos (primera de dos partes). Ingeniería hidráulica en México 10 (1), 55–74.  
URL <http://hdl.handle.net/123456789/1231>
- Núñez, J., 2001. Manejo y conservación de suelos. San José, CR, EUNED.
- Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación Oficina Regional de la FAO para América Latina y el Caribe, FAO 1992. Erosión de suelos en américa latina. Consultado en 2016.  
URL <http://www.fao.org/docrep/t2351s/T2351S00.htm#Contents>
- Pizarro, R., Sangüesa, C., Martínez, E., 2003. Módulo 2 curvas intensidad duración frecuencia. Sociedad Estándares de Ingeniería para Aguas y Suelos LTDA.  
URL [http://eias.utralca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/manuales/b\\_modulo\\_IDF.pdf](http://eias.utralca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/manuales/b_modulo_IDF.pdf)
- Ramírez Cruz, H., López Velasco, O., Ibáñez Castillo, L. A., 2015. Estimación mensual de intensidad de la lluvia en 30 minutos a partir de datos pluviométricos. Terra Latinoamericana 33 (2), 151–159.  
URL [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0187-57792015000200151](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0187-57792015000200151)
- Reyes Chávez, L., Escalante Sandoval, C. A., Mendoza Pérez, S., 2014. Determinación del potencial erosivo de la lluvia R mediante información pluviométrica. XXII Congreso Nacional de Hidráulica.
- Rivera Trejo, F., Gutiérrez López, A., Val Segura, R., Mejía Zermeño, R., Sánchez Ruiz, P., Aparicio Mijares, J., et al., 2005. La medición de sedimentos en México. México: IMTA.
- Robles Valverde, A., 2016. Caracterización del factor erosivo R en el estado de Veracruz. Tesis de Maestría, UNAM.
- Rosengaus, M., 1995. Fundamentos de radares meteorológicos: aspectos modernos (segunda de dos partes). Ingeniería hidráulica en México 10 (2), 59–78.  
URL <http://hdl.handle.net/123456789/1232>
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, SEMARNAT. Consultado en 2016.  
URL [http://apps1.semarnat.gob.mx/dgeia/informe\\_resumen/03\\_suelos/cap3.html](http://apps1.semarnat.gob.mx/dgeia/informe_resumen/03_suelos/cap3.html)
- Servicio Meteorológico Nacional, 2016. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).  
URL [http://smn1.conagua.gob.mx/index.php?option=com\\_content&view=article&id=14&Itemid=16](http://smn1.conagua.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=14&Itemid=16)
- Tirado, L. E. F., Orozco, L. E. M., Espinosa, M. B., 2006. Parámetros de erosionabilidad del modelo wepp para andosoles con uso pecuario en la cuenca del lago de pátzcuaro, michoacán. Técnica pecuaria en México 44 (1), 129–141.  
URL <http://cienciaspecuarias.inifap.gob.mx/editorial/index.php/Pecuarias/article/view/1754/1748>

Universida de Sevilla, U.S. Consultado en 2016.

URL <http://asignatura.us.es/pfitotecnia/textosC/practical1.htm>

Ven Te, C., Maidment, D. R., Mays, L., 1994. Hidrología aplicada.

Villón Béjar, M., 2002. Hidrología. Instituto Tecnológico de Costa Rica-CRRH. Cartago, Costa Rica, CA.

Walpole, R. E., Myers, R. H., Myers, S. L., 1999. Probabilidad y estadística para ingenieros.

Wischmeier, W., Smith, D., 1978. Predicting rainfall erosion losses. usda agricultural research services handbook 537. USDA, Washington, DC, 57.

URL [https://www.ars.usda.gov/ARSEUserFiles/64080530/RUSLE/AH\\_537.pdf](https://www.ars.usda.gov/ARSEUserFiles/64080530/RUSLE/AH_537.pdf)

Working Group, I., et al., 2014. World reference base for soil resources 2014 international soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. FAO, Rome.

URL <http://www.fao.org/3/a-i3794e.pdf>