



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
FACULTAD DE CIENCIAS**

**ESTUDIO DE LOS PARÁMETROS DE EROSIVIDAD POR LLUVIA A PARTIR  
DE DATOS MICROFÍSICOS OBTENIDOS EN LA ESTACION BIOLÓGICA DE  
CHAMELA JALISCO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
STEFANY ARENAL CASAS

DIRECTOR DE TESIS:  
GUILLERMO MONTERO GARCÍA



CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX. 2023



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.

# *Estudio de los parámetros de erosividad por lluvia a partir de datos microfísicos obtenidos en la Estación Biológica de Chamela, Jalisco*

## *Índice*

### Tabla de contenido

Estudio de los parámetros de erosividad por lluvia a partir de datos microfísicos obtenidos en la Estación Biológica de Chamela, Jalisco. ....	1
Índice.....	1
0. Resumen.....	4
1. Introducción.....	5
1.1. Erosión del suelo.....	5
1.2. Ciclo hidrológico.....	6
1.3. Formación de nubes y precipitación.....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
1.4. Importancia de la precipitación.....	9
2. Antecedentes.....	10
2.1. Justificación.....	12
2.2. Hipótesis.....	13
2.3. Objetivo general.....	13
2.3.1. <i>Objetivos particulares</i> .....	13
3. Marco teórico.....	14
3.1. Propiedades de la lluvia: distribución por tamaño de gotas.....	14
3.2. Cálculo de las propiedades físicas de la lluvia, flujo de momento y contenido de energía cinética por integrales de los momentos de la distribución de tamaño de gota.....	14
3.3. Relaciones de energía y momento.....	16
3.4. Velocidad Terminal.....	18
4. Metodología.....	19
4.1. Zona de estudio: Estación de Biología de Chamela.....	19
4.1.1. <i>Características biogeográficas</i> .....	20
4.2. Instrumentación.....	21
4.2.1. <i>Pluviómetro TR-525M de Texas Electronics Inc.</i> .....	21
4.2.2. <i>Pluviómetro RGT-T</i> .....	23
4.2.3. <i>Sensor óptico de tiempo presente</i> .....	23
4.3. RUOA (Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos).....	25
4.4. Obtención de datos microfísicos y de precipitación.....	26
4.5. Validación de datos.....	26
4.6. Obtención de datos.....	26

5.	Resultados y Discusión.....	29
5.1.	Comparación (validación 2015,2016) de datos PWS100 vs. Pluviómetros.....	29
5.2.	Distribuciones por tamaño de gotas (DSD).....	31
5.3.	Velocidad terminal .....	32
5.4.	Estimación de energía cinética y momento de los eventos.....	33
5.5.	Relación entre energía cinética e intensidad de precipitación .....	34
5.6.	Relación entre momento e intensidad de precipitación.....	37
6.	Conclusiones .....	39
7.	<b>Bibliografía</b> .....	40

# Nomenclatura

## Propiedades físicas de la gota de lluvia

$D_g$	Diámetro en (mm) para una gota de lluvia
$V_g$	Volumen en ( $\text{mm}^3$ ) para una gota de lluvia
$m_g$	Masa en (kg) para una gota de lluvia
$EC_n$	Energía cinética para una gota de lluvia (J) o ( $1 \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$ )
$M_n$	Cantidad de movimiento para una sola gota de lluvia ( $\text{kg m s}^{-1}$ )

## Variantes de la Energía cinética

$EC$	Energía cinética (J)
$EC_T$	Energía total de un evento de precipitación ( $\text{J m}^{-2}$ )
$EC_{time}$	Gasto de energía cinética ( $\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ )
$EC_{mm}$	Contenido de energía cinética ( $\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ )
$M$	Cantidad de movimiento ( $\text{kg m s}^{-1}$ )
$M_{tot}$	Momento total de cada evento de lluvia

## Otros términos

$n_i$	Número de gotas detectadas durante el periodo de muestreo de tamaño correspondiente a la categoría $i$ ( $D_{g-i}$ )
$V_t$	Volumen total en ( $\text{mm}^3$ ) de agua precipitado en un evento
$Acc$	Acumulación en (mm)
$As$	Área de muestreo ( $\text{m}^2$ )
$t_s$	Tiempo (h)
$R$	Intensidad de precipitación ( $\text{mm h}^{-1}$ )
$v$	Velocidad observada ( $\text{m s}^{-1}$ )

## 0. Resumen

La lluvia interviene en el proceso de erosión a través del impacto de las gotas y de la escorrentía superficial. La erosión puede estimarse por el producto de dos factores: la erosividad de la lluvia y la capacidad potencial del suelo a ser erosionado. El impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo constituye el principal agente iniciador de la erosión, ya que pueden transferir parte de su energía cinética ( $EC$ ) o de su momento ( $M$ ) hacia la superficie, desprendiendo partículas. La cantidad de material disgregado durante un evento de lluvia está relacionada con su duración, su intensidad y la cantidad de energía cinética o de momento.

Desde hace unas décadas se han propuesto diferentes modelos para estimar la erosividad de la lluvia. Aunque la  $EC$  ha sido uno de los indicadores más utilizados en dichos estudios, existen reportes que indican que el  $M$  podría ser un mejor indicador. Tanto la energía cinética como el momento total de una tormenta dependen de la masa (tamaño) y de la velocidad de caída de las gotas de lluvia.

En el presente trabajo se reporta el análisis de las mediciones microfísicas de la lluvia (diámetro de las gotas y sus correspondientes velocidades a las que precipitan) para estudiar las relaciones de  $EC$  y el  $M$  con la intensidad de precipitación ( $R$ ) de la lluvia. Los datos microfísicos se recopilaron durante la ocurrencia de eventos de precipitación en el Observatorio Atmosférico Chamela, Jalisco, utilizando un disdrómetro óptico y dos pluviómetros de apoyo, entre 2015 y 2016. Se calcularon dos índices de erosividad,  $EC_{mm}$  y  $M$ , y las relaciones entre  $EC_{mm} - R$  y  $M - R$  se derivaron de la adaptación a un modelo funcional existente. El mejor ajuste para la relación de  $EC_{mm} - R$  fue con un modelo exponencial, los coeficientes de determinación fueron muy altos y similares a los encontrados en la literatura. Para el caso de la relación  $M - R$ , la ecuación se ajustó bien a una expresión de ajuste de potencias y la mayoría de las intensidades de lluvia y la incertidumbre asociada a esta relación es mucho menor respecto a la expresión de  $EC_{mm} - R$ .

# 1. Introducción

## 1.1. Erosión del suelo

Los suelos son producidos por procesos de meteorización a partir de roca sólida no erosionada o sedimentos, como grava o arena (Petan et al., 2010). La erosión del suelo es un proceso de degradación de la superficie terrestre a largo plazo y casi imperceptible, que puede ser causado por el agua o el viento, y se ve agravado por las actividades humanas (Sánchez-Moreno et al., 2012), que pueden afectar funciones importantes del suelo, como la producción de alimentos y la capacidad del suelo para filtrar, amortiguar y transformar materiales en la biosfera (Blum et al., 2013).

La erosividad de la lluvia es la capacidad para separar las partículas del suelo, es el factor que relaciona las precipitaciones, la escorrentía y las pérdidas de suelo; siendo un parámetro importante para cuantificar los procesos de erosión. La erosividad se puede expresar en términos de momento,  $M$  (masa de partículas multiplicada por su velocidad de caída), o en términos de energía cinética,  $EC$  (la mitad de la masa de partículas multiplicada por el cuadrado de su velocidad), y puede estar controlada por las propiedades de la lluvia (Sánchez et al., 2012). Específicamente, se puede definir por las características de las gotas, la intensidad y la cantidad de lluvia que produce la escorrentía, así como las características físicas del suelo y sus condiciones (Lim et al., 2015) ya que, durante el impacto las gotas ejercen una fuerza sobre la superficie que se convierte en esfuerzo cortante que separa las partículas del suelo de su matriz (Ellison, 1945).

Durante la lluvia, el impacto de una gota en la superficie del suelo desaloja las partículas del suelo, las eleva al aire y las transporta lejos del punto de impacto de la gota. En terreno plano, las partículas del suelo salpican uniformemente en todas direcciones y, asumiendo una distribución uniforme de las gotas de lluvia, el transporte neto es cero. Sin embargo, en una pendiente más suelo es transportado cuesta abajo por la salpicadura, lo que resulta en un transporte neto (Ellison, 1945), como se esquematiza en la Figura 1. Si la tasa de infiltración es menor que la intensidad de la lluvia, se produce un flujo de agua por tierra. El flujo terrestre aumenta la erosión del suelo al transportar las partículas desprendidas por el impacto de las gotas de lluvia cuesta abajo antes de que vuelvan a asentarse en la superficie del suelo. El flujo terrestre también desaloja las partículas del suelo ejerciendo un esfuerzo cortante en la superficie del suelo. Una vez desalojada, la partícula de suelo es transportada por el flujo. Este desgaste y transporte de suelo en láminas debido a las salpicaduras y al flujo superficial se denomina "erosión laminar".

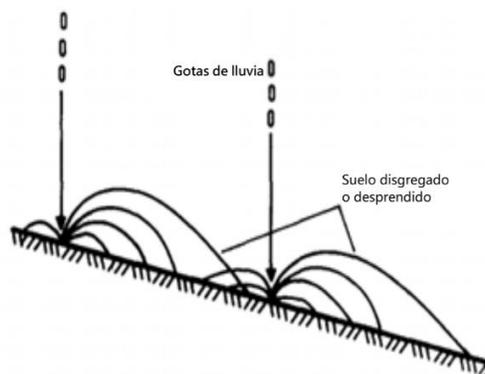


Figura 1. Transporte de suelo pendiente abajo por el impacto de gotas de lluvia (Ellison, 1945).

En principio, el impacto de una gota de lluvia – determinada por el tamaño y la velocidad de la gota de lluvia – deforma el suelo de manera proporcional a la magnitud de la carga aplicada y el área de su aplicación. Las tensiones de compresión debidas al impacto de las gotas de lluvia se transforman en tensiones de corte a lo largo de la interfaz sólido-líquido en la cavidad. Esto se debe al chorro de agua lateralmente a lo largo del fondo de la cavidad. La cantidad de suelo desprendido depende de la cantidad de deformación del suelo durante las primeras etapas de formación de cavidades y de las fuerzas cohesivas que resisten los esfuerzos cortantes. La intensidad de la lluvia y el tamaño de la gota contribuyen a la pérdida de suelo de manera que las gotas más pequeñas son menos eficientes para el desprendimiento del suelo con bajas intensidades de lluvia (Sharma y Gupta, 1989) y es más probable que el suelo se desprenda con intensidades de lluvia mayores (Sloneker et al., 1976). No obstante, la relación entre la intensidad de la lluvia y el tamaño de la gota y la velocidad de la gota a menudo no es lineal. El presente trabajo muestra resultados de energía cinética y momento de los eventos de lluvia, aunque no está claro cómo los diferentes sustratos transforman esta energía. Young y Wiersma (1973) demostraron que la reducción de la energía del impacto de las gotas de lluvia en un 89% sin una reducción en la intensidad de la lluvia resultó en una reducción del 90% en la erosión del suelo. En ese sentido, el efecto de la precipitación aumenta con la altitud del terreno ya que la velocidad de las gotas es mayor debido a que la densidad (y, por lo tanto, la resistencia) del aire disminuye, tal como mostraron Montero-Martinez et al. (2020).

El tipo de suelo y sus características físicas (humedad, contenido de materia orgánica, textura, capacidad de infiltración, etc.) son el segundo factor más importante para entender el proceso inicial de erosión pero existe poca información sobre las características del suelo utilizado en los diversos estudios (Fernández-Raga et al., 2017). Aunque el efecto de la pendiente es un tema recurrente en algunos trabajos, no existe un consenso con respecto a la influencia de este parámetro (Fu et al., 2007; Torri y Poesen, 1992) pero la mayoría de los estudios sugieren que el efecto de la erosión por lluvia incrementa con la pendiente del terreno (Abrahams et al., 1991). Finalmente, una forma de reducir la erosión es establecer y mantener un crecimiento denso de vegetación en la tierra a proteger.

## 1.2. *Ciclo hidrológico*

El ciclo hidrológico es un modelo conceptual que describe el almacenamiento y movimiento del agua entre la biosfera, atmósfera, litosfera e hidrosfera, a lo que se denomina sistema climático. El fundamento de este sistema cerrado es el permanente movimiento o transferencia de las masas de agua, en distintos puntos del planeta entre sus diferentes estados (líquido, gaseoso y sólido), a través de la energía solar y la gravedad (Ordoñez, 2011). La distribución de estas masas de agua es bastante variada, ya que muchas regiones tienen en abundancia este compuesto, mientras que en otras, su disponibilidad es escasa. A su vez los reservorios son distintos, siendo los océanos la reserva más grande y la atmósfera la reserva más pequeña (Camilloni y Vera, 2012), y los reservorios más importantes son el manto y la corteza (Wallace y Hobbs, 2006). De toda el agua del planeta, solo el 3% es agua dulce y el 2.997% es de muy difícil acceso, ya que es subterránea o se encuentra en los casquetes polares y glaciares. Un conocimiento profundo de los elementos de este ciclo es esencial, tanto para

entender el impacto de las actividades humanas, como para planificar el uso racional y eficiente del agua disponible (Camilloni y Vera, 2012).

El agua se mueve desde un depósito o reservorio a otro a través de diferentes procesos, entre los cuales tenemos: evaporación, condensación, precipitación, sedimentación, escorrentía, infiltración, sublimación, transpiración, fusión, y flujo de agua subterránea, que se muestran en la Figura 2. La atmósfera comprende al agua en forma de vapor y de nubes que provienen, casi en su totalidad del agua evaporada en el mar. Esta humedad es transportada, por los diversos sistemas de vientos, hacia los continentes en donde se precipita en forma líquida, sólida o de condensación (rocío y escarcha). Durante la precipitación el agua puede iniciar su retorno hacia la atmósfera, porque en su caída se evapora y una parte de ella no llega al suelo; otra parte al caer sobre las plantas, queda interceptada en las superficies vegetales desde donde parte se evapora y también regresa a la atmósfera y parte escurre hacia el suelo y se infiltra. El agua que cae directamente al suelo será la que recorra propiamente el ciclo hidrológico; una parte de esta precipitación puede caer sobre superficies líquidas (ríos, lagos, lagunas, presas, etc.), otra parte correrá por la superficie, dando lugar al escurrimiento superficial o escorrentía que llega a los cauces de los ríos y, a través de estos, al mar. Una parte de la que se precipitó en la tierra se evapora directamente desde el suelo; otra, por infiltración, satisface la humedad del suelo (detención superficial) y cuando lo satura produce el flujo sub-superficial que, como el superficial, también llega a los cauces de los ríos. Asimismo, por percolación llega a los mantos de agua subterráneos y a través del flujo subterráneo alimenta el caudal base de los ríos. El agua que se infiltra en el suelo puede volver a la superficie en forma de manantiales en situación próxima tanto geográfica como temporalmente o, por el contrario, profundizar y tener grandes recorridos y de larga duración hacia el mar (o hacia depresiones endorreicas) en esta fase subterránea del ciclo. Es conveniente tomar en cuenta que la mayor parte de los movimientos subterráneos del agua son muy lentos como se ilustra en la Figura 2. El escurrimiento superficial, el flujo sub-superficial y el flujo subterráneo que descargan en los cauces constituyen el agua de escurrimiento, que es la que corre por los cauces de los ríos y a través de ellos llega al mar, aunque cabe mencionar que una pequeña parte del agua de escurrimiento queda detenida en el lecho de los ríos. Hay otra parte del ciclo, la recorrida por el agua que desde el suelo es absorbida por las raíces de las plantas y que, por el proceso de transpiración vegetal, vuelve a la atmósfera en forma gaseosa. También se puede hacer participar dentro del ciclo a los animales que toman parte del agua y la expulsan (Maderey y Jiménez. 2005).

### 1.3. Formación de nubes y precipitación

El agua en la atmósfera se encuentra de tres fases distintas: vapor de agua (fase gaseosa), invisible por su tamaño, gotas de nube o lluvia (fase líquida), que tienen tamaños desde 0.001mm a 1 cm y cristales de hielo o nieve (fase sólida) con una estructura ordenada o desordenada. Los cambios de fase juegan un papel importante en la microfísica de nubes. Para la formación de nubes se requieren de dos requisitos importantes:

1. *el aspecto termodinámico*, que involucra la humedad relativa (*Presión de vapor / presión de saturación*), la humedad específica (*masa de vapor de agua / masa total de aire*), y la saturación;

2. mientras que *el aspecto microfísico* de la atmósfera hace referencia a la presencia de aerosoles de una composición diversa, que tienen su origen en fuentes naturales (volcanes y polen) y fuentes antrópicas – compuestos orgánicos (Lamb, 2007).

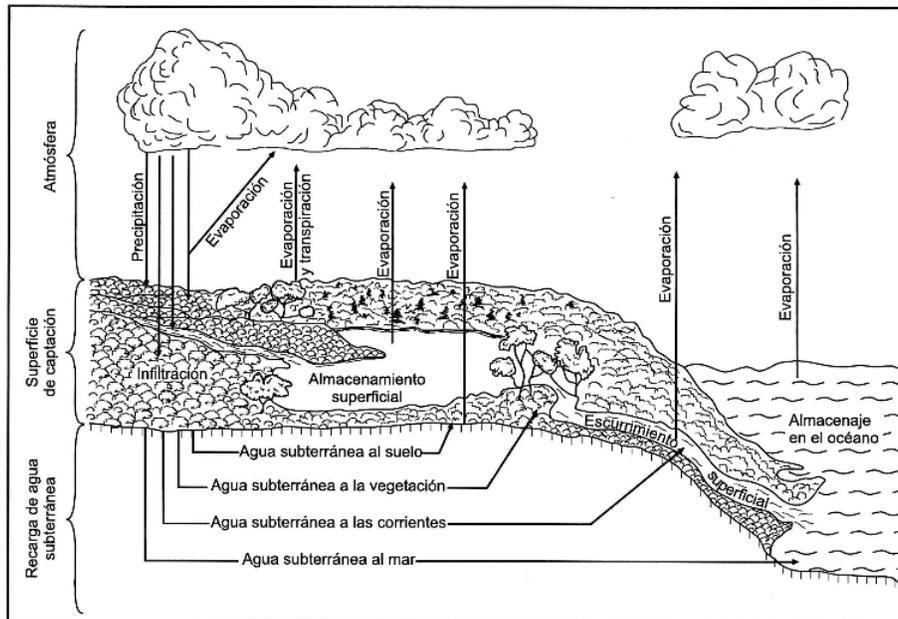


Figura 2.- Ciclo hidrológico (Maderey y Jiménez. 2005)

El proceso por el cual se forman las partículas de nube o gotitas de nube se llama nucleación y se produce cuando el vapor de agua es convertido a la fase líquida o sólida. Existen dos tipos de nucleación:

1. *homogénea*, que se da cuando el vapor de agua conduce espontáneamente a la formación de gotitas de líquido de la misma sustancia sin la intervención o presencia de una sustancia diferente; y
2. *heterogénea*, que se da cuando otra sustancia diferente al agua interviene en la formación de la nueva fase, dicha sustancia se la llama agente de nucleación (Lamb, 2007).

Se necesitan algunas condiciones para que ocurra la nucleación, ya sea homogénea o heterogénea. Los cambios de fase deben de romper una fuerte barrera de energía libre. Las gotitas de agua tienen fuerzas de tensión superficial intensas para que estas puedan aumentar su tamaño por la condensación a partir de vapor, la fuerza de tensión superficial debe de ser contrarrestada por un fuerte gradiente de presión de vapor. La saturación es un estado de equilibrio en el que las tasas de evaporación y condensación son iguales (humedad relativa del 100%). La formación de gotitas en las nubes es el resultado de la nucleación heterogénea, en la que un agente de nucleación disminuye la energía libre y el grado de sobresaturación requeridos. (Lamb, 2007). De forma macroscópica, una nube se produce cuando una cierta masa de aire que asciende en la atmósfera alcanza su nivel de condensación. El vapor de agua, entonces excedente, se condensa en forma de gotitas de agua formando la nube, que es un agregado de gotas (unas cien gotitas por  $\text{cm}^3$ ) de diámetros del orden de 0.02 mm. En

general, se trata de una estructura estable, y las gotitas manifiestan poca tendencia a juntarse o cambiar de tamaño, como no sea en un proceso general de desestabilización en el que unas gotas crecen a expensas de las otras (Sempere, 1994).

En el caso de que las corrientes ascendentes, propias de la atmósfera, continúen elevando la masa de aire considerada, tendremos un proceso de enfriamiento progresivo que llevará a un aumento del agua disponible en fase líquida, que se condensará aumentando el tamaño de las gotitas que forman la nube. En esta fase las gotitas crecen esencialmente por condensación, dando lugar a poblaciones de gotas de tamaños relativamente uniformes. Este crecimiento puede continuar hasta que el tamaño de las gotas adquiera la masa suficiente como para que la fuerza gravitatoria prevalezca y ciertas gotas comiencen a caer dentro de la nube. A partir de ese momento (tamaño crítico del orden de 0.05 mm de diámetro) se produce la desestabilización de la nube y aparecen los fenómenos de choques entre gotas con diferentes velocidades verticales, dando lugar a rupturas y a coalescencias (captura de unas gotas por otras). Estos fenómenos provocan crecimientos mucho más acentuados que los originados por la condensación y dan lugar a gotas de tamaños más grandes, de hasta varios milímetros de diámetro ( $D$ ). La mayor dispersión de tamaño favorece los choques y la competencia por el vapor de agua excedente, iniciándose así un proceso de diferenciación en el que las gotas interactúan entre sí, creciendo por coalescencia y condensación, y rompiéndose por fragmentación (espontánea a partir de  $D$  superiores a los 6 mm) y por colisión. Dicho proceso determina una evolución hacia los espectros de tamaños de gotas característicos de lluvia: entre los 0.2 y los 6 mm, (a partir de los 6 mm, las gotas de lluvia se hacen inestables y se rompen por sí solas). Lluvia que se inicia cuando las gotas son lo suficientemente grandes para abandonar la nube (se considera que las gotas con  $D > 0.2$  mm son los suficientemente grandes para alcanzar la superficie una vez que han abandonado la nube) (Sempere, 1994).

#### 1.4. *Importancia de la precipitación*

La precipitación es un proceso fundamental del ciclo hidrológico y, junto con la radiación solar, es uno de los agentes de variabilidad más importantes en la hidrología terrestre. Las aplicaciones que involucran agua (riesgos naturales, servicios de ecosistemas y agricultura, gestión de recursos hídricos, infraestructura vital, etc.) dependen de los flujos de agua en el suelo, que es un punto central en muchos campos científicos como la erosión del suelo, la teledetección, el modelado atmosférico y la predicción. Sin embargo, la medición precisa y cuantitativa de la precipitación y su pronóstico preciso siguen siendo difíciles de obtener, a pesar de los avances tecnológicos de las últimas décadas (Testik y Barros, 2007).

Una de las principales limitaciones para la caracterización adecuada de la precipitación es su variabilidad, tanto en el tiempo como en el espacio. La variabilidad de la precipitación es una variable climática compleja influenciada por la distribución de la nubosidad, la humedad, la concentración de aerosoles y la disponibilidad de energía. Un ejemplo es la presencia o ausencia de nubes. Las nubes reflejan la radiación que llega del espacio provocando que la temperatura del aire no aumente. Por otro lado, las nubes interceptan la radiación infrarroja emitida por la superficie que de otra forma se perdería en el espacio. Esta radiación reflejada ayuda a calentar la superficie terrestre, evitando que las noches sean muy frías (Boucher et al., 2013).

## 2. Antecedentes

Desde décadas pasadas se han realizado estudios y experimentos sobre la erosión y su relación con distintos parámetros de la lluvia como la energía cinética ( $EC$ ), que es igual a la mitad de la masa de partículas multiplicada por el cuadrado de su velocidad (Van Dijk et al., 2002) y el momento lineal ( $M$ ), que es la masa de partículas multiplicada por su velocidad (Lim et al., 2015). Sin embargo, la variación de la topografía es una de las características que han hecho necesario que se realicen investigaciones localmente focalizadas para poder estimar las relaciones entre estos parámetros de energía cinética y momento con la erosión de la lluvia (Petan et al., 2010). Para poder entender los estudios realizados por diversos autores debe tenerse en cuenta que el impacto producido por las gotas de lluvia ejerce una fuerza sobre la superficie que se convierte en un esfuerzo cortante que separa las partículas de la matriz del suelo (Ellison, 1945). Con base en estudios previos hay dos formas diferentes de relacionar la  $EC$  de la lluvia con la intensidad:

1. La tasa de tiempo instantánea de la energía cinética de la lluvia encontrada por el área de superficie de un metro cuadrado ( $EC_t$ ) y,
2. el contenido de energía cinética o  $EC$  específica del volumen encontrado por el área de superficie de un metro cuadrado por unidad de profundidad de precipitación ( $EC_{mm}$ ).

Los estudios y experimentos previos para describir la relación de energía cinética con la intensidad de la lluvia ( $R$ ) se han desarrollado utilizando distintos métodos de medición o parametrizaciones teóricas, (Angulo-Martínez et al., 2016., Brodie y Rosewell, 2007). Sin embargo, el modelo obtenido tiene la misma forma matemática (Tabla 1) y los diversos autores explican la relación según estas diferencias:

Van Dijk y colaboradores (2002) hicieron una revisión sobre la relación entre intensidad de la lluvia, distribución de tamaño de la gota y la energía cinética. Sus resultados son una ecuación predictiva general con la misma forma exponencial propuesta por Kinnell en 1981, utilizada con diferentes valores de coeficientes en la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE). Su parametrización se basa en datos de un rango de ubicaciones para las que se dispone de buenos conjuntos de datos. En general, la ecuación general produjo estimaciones de energía en un rango del 10% de las predicciones por un rango de parametrizaciones del modelo exponencial ajustado a conjuntos de datos específicos. Este estudio concluye que la energía de lluvia general parece ser considerablemente más baja de lo previsto por las ecuaciones generales o USLE en las regiones que experimentan una fuerte influencia oceánica. Por el contrario, los datos recopilados en lugares semiáridos a subhúmedos sugieren que la energía de la lluvia puede ser mayor de lo esperado en esas condiciones. Se necesitan mediciones estandarizadas para evaluar las relaciones de intensidad de lluvia y energía cinética para dichas áreas.

Los modelos que relacionan al momento con la intensidad de lluvia son estudiados con menor frecuencia; sin embargo, hay estudios que aportan la relación  $EC - M$  o  $M - R$  y buscan compararla con la relación de  $EC - R$  para buscar cuál de las dos relaciones se ajusta mejor o proporciona una aproximación más real a la erosividad del suelo. En la tabla 2 los valores reportados para los coeficientes del modelo de momento tienen diferencias. En la Figura 3 se muestran los modelos  $EC_{mm} - R$  reportados por diversos autores.

<b>Modelo <math>EC_{mm} - R</math></b>	<b>Medición</b>	<b>Altitud m.s.n.m</b>	<b>Lugar</b>	<b>Referencia</b>	<b>Abreviación</b>
$29.3(1 - 0.28 e^{-0.018R})$	C	3	Miami, FL	Kinnell, (1981).	K81
$29.2(1 - 0.89 e^{-0.048R})$	FP	1230	Zimbabwe		K81_2
$28.1(1 - 0.6 e^{-0.04R})$	DA	25	New South Wales, Australia	Rosewell (1986).	R86
$38.4(1 - 0.54 e^{-0.029R})$	DO	25	Barcelona, España	Cerro et al., (1998).	C98
$28.3(1 - 0.52 e^{-0.042R})$	VT	-		Van Dijk et al., (2002)	V02
$30.8(1 - 0.55 e^{-0.03R})$	DA	44	Cebu, Philippines	Fornis et al., (2005).	F05
$29.8(1 - 0.6 e^{-0.071R})$	DO	405	Koseze, Slovenia	Petan et al., (2010).	P10
$31.9(1 - 0.6 e^{-0.055R})$	DO	595	Kozjane, Slovenia		P10_2
$35(1 - 0.79 e^{-0.03R})$	DO	321	Santiago Island, Cape Verde	Sánchez-Moreno et al., (2012).	SM12
$22.18(1 - 0.64 e^{-0.21R})$	DO	58	Daejeon, Central Korea	Lim et al., (2015).	L15

Tabla 1. Modelos exponenciales para describir la relación  $EC_{mm}-R$ . Abreviaturas: OD, disdrómetro óptico; DA, disdrómetro acústico; C, cámara, velocidad del a gota de lluvia; FP, granulo de harina; VT, velocidad terminal. Modificada de Angulo-Martínez et al., 2016.

<b>Modelo <math>M - R</math></b>	<b><math>r^2</math></b>	<b>Autor</b>
$0.0013 R^{1.096}$	No reportada	Brodie (2007)
$0.93 R^{1.018}$	0.98	Sánchez-Moreno et al. (2012)
$1.13 R^{1.09}$	0.99	Lim et al., (2015)
$0.264 R^{0.935}$	0.99	Carollo et al. (2018)

Tabla 2. Modelos de momento.

Lim et al. (2015) utilizaron un disdrómetro óptico para obtener datos del tamaño y la velocidad terminal de las gotas de lluvia en un periodo de tiempo determinado. Calcularon tres índices de erosividad: gasto de energía cinética  $EC_t$ , contenido de energía cinética  $EC_{mm}$  y momento  $M$  para los datos registrados a intensidades de lluvia  $> 0.1 \text{ mm h}^{-1}$ . Las relaciones entre  $EC_t - R$ ,  $EC_{mm} - R$  y  $M - R$  las obtuvieron a partir del ajuste de un modelo funcional existente y las validaron utilizando dos eventos de lluvia. Lim et al. (2015) describen que el mejor ajuste para la relación entre dos de los índices de energía cinética y la intensidad de lluvia se obtiene con una ley de potencia ( $EC_t - R$ ) y un modelo exponencial ( $EC_{mm} - R$ ). Los resultados que obtienen de la validación para dos eventos diferentes indican un buen

desempeño para las ecuaciones  $EC_t - R$  y  $M - R$ , con una distribución similar de datos observados y ajuste de curvas de ley de potencia. Sin embargo, el índice de momento de la lluvia produce una incertidumbre mucho menor según lo determinado a partir de la velocidad terminal medida cuando el equipo estuvo expuesto a condiciones in situ cambiantes. Por lo tanto, concluye que la relación de ley de potencia entre el momento y la intensidad de la lluvia es la ecuación más adecuada para la predicción de la erosividad de la lluvia.

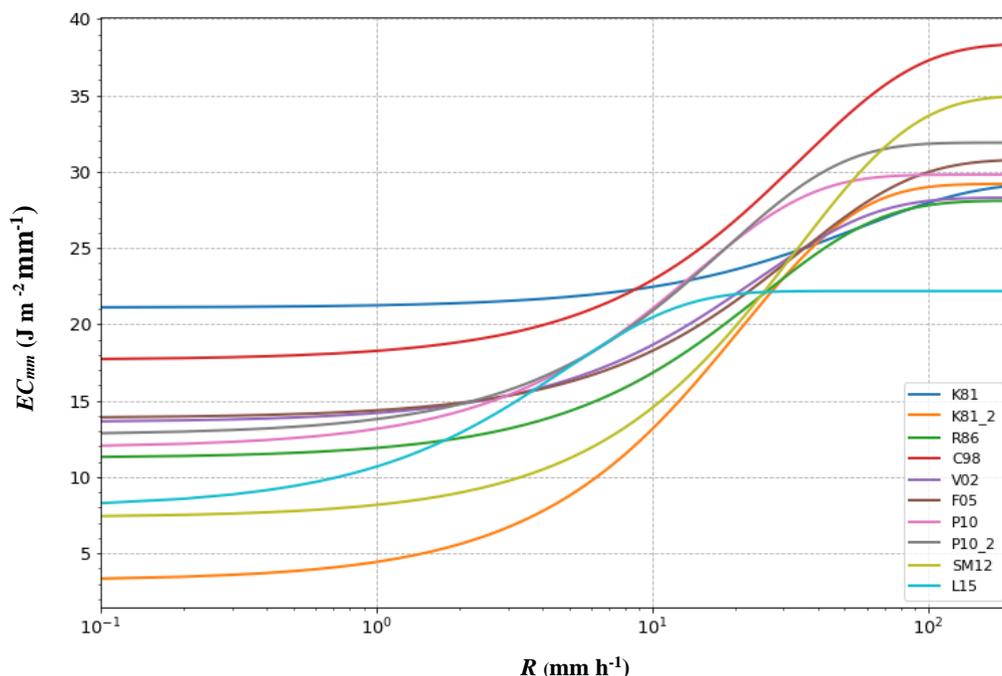


Figura 3. Modelos exponenciales para describir la relación de  $EC_{mm} - R$ , en donde cada línea representa un modelo reportado por diversos autores citados en la Tabla 1.

Sanchez-Moreno et al. (2012) realizaron un estudio en el que se utilizó un disdrómetro para medir la intensidad de la lluvia y la distribución del tamaño de las gotas de lluvia en dos periodos de tiempo distintos. El gasto de energía cinética de lluvia  $EC_t$  ( $J m^{-2} h^{-1}$ ), el contenido de energía cinética  $EC_{mm}$  ( $J m^{-2} mm^{-1}$ ) y el flujo de momento  $M_{tA}$  ( $kg m s^{-1} m^{-2} s^{-1}$ ) los calcularon y ajustaron a diferentes ecuaciones experimentales conocidas. Sanchez-Moreno et al. (2012) concluyen que el mejor ajuste entre la intensidad de la lluvia y el gasto de energía cinética, el contenido de energía cinética y el momento son aquellas obtenidas con ecuaciones de ley de potencia. Además, para su zona de estudio,  $EC_t$  es un índice más apropiado para relacionarse con la intensidad de la lluvia, y que el gasto de energía cinética y el flujo de momento son parámetros intercambiables para la estimación de la erosión.

### 2.1. Justificación

Los modelos que estudian la erosión de suelo utilizan la intensidad de precipitación para estimar la erosividad en diferentes regiones en el mundo. No obstante, en las últimas décadas (a partir de datos de instrumentos más modernos) se han mejorado las estimaciones de

erosividad utilizando las observaciones de tamaño de gotas y de su velocidad de caída. En México, utilizando los datos del disdrómetro instalado en el Observatorio Atmosférico de Chamela, se pueden obtener por primera vez relaciones entre la intensidad de precipitación y la erosividad que establecerá las bases para estudios similares en otras regiones del país. Conocer la tasa de erosión es crucial para poder desarrollar proyectos y programas para la planificación del uso de suelo y conservación de una manera sostenible, aplicando modelos de predicción del cambio climático. La importancia de estos estudios es esencial en México y pueden ser de gran ayuda para resolver problemas socioambientales.

## 2.2. Hipótesis.

Durante la ocurrencia de un evento de precipitación se pueden obtener observaciones de los tamaños de las gotas y de su velocidad de caída. A partir de estos parámetros se realizan estimaciones de la cantidad de agua que precipita y de la intensidad del evento, así como de la energía cinética y momento de cada una de las partículas detectadas. El estudio de estos datos nos conduce a formular la siguiente hipótesis:

*“Las relaciones matemáticas que relacionan de forma más adecuada la intensidad de precipitación de los eventos ocurridos en Chamela, Jalisco, con el contenido de energía cinética o el momento lineal tienen una forma exponencial (en el caso de la EC) y de potencias (para M).”*

## 2.3. Objetivo general

Establecer una relación que describa el efecto de la precipitación en la erosión de suelo para la Estación de Biología Chamela

### 2.3.1. Objetivos particulares

- Realizar una validación de los datos microfísicos del disdrómetro PWS100, instalado en el Observatorio Atmosférico de Chamela, utilizando las observaciones de dos pluviómetros instalados en la Estación durante el periodo 2015-2016.
- Obtener de las distribuciones por tamaños de gotas para los eventos ocurridos durante el periodo de muestreo.
- Obtener las estimaciones de la intensidad de precipitación ( $R$ ), de energía cinética ( $EC_{mm}$ ) y momento ( $M$ ) para los eventos analizados.
- Analizar y estudiar las diferentes relaciones empíricas entre los parámetros de erosividad y la intensidad de precipitación obtenidos con los datos analizados.

### 3. Marco teórico

#### 3.1. Propiedades de la lluvia: distribución por tamaño de gotas

La naturaleza y las propiedades de un evento de lluvia (intensidad, diámetro medio de las gotas, contenido de energía cinética, etc.) se caracterizan por la forma en la que el agua líquida disponible se ha distribuido en forma de gotas de lluvia, unas más grandes y otras más pequeñas (Sempere, 1994). Se puede decir que la lluvia es una población de gotas de lluvia de varios tamaños. Si se conoce el número y la distribución por tamaño de las gotas de lluvia, las características de la lluvia en masa (por ejemplo, volumen acumulado, intensidad, *EC*) pueden derivarse de las propiedades de las gotas individuales (por ejemplo, masa, volumen, velocidad). Una distribución por tamaños de gota de lluvia (*DSD*, por sus siglas en inglés) es, por lo tanto, un punto de partida necesario para el análisis teórico (Brodie y Rosewell, 2007).

En particular, en el caso de la lluvia se suele utilizar la función  $N(D)$ , o número de gotas con diámetros comprendidos en un rango de tamaños entre  $D$  y  $D+\Delta D$  por unidad de volumen de aire y de anchura de la clase,  $\Delta D$ . Así, dado un evento de lluvia con una *DSD*, cualquiera de sus propiedades podrá ser expresada utilizando dicha información (Sempere, 1994). La parametrización de las *DSD* puede realizarse con diversas funciones. Una de las más utilizadas es la propuesta por Marshall y Palmer (1948). Varios resultados experimentales sugieren que este ajuste constituye una buena aproximación a la distribución real del tamaño de las gotas de lluvia cuando se consideran espectros suficientemente promediados, tanto temporal como espacialmente. Sin embargo, hay un sesgo en esta función exponencial en las gotas pequeñas: experimentalmente se observa una disminución en el número de gotas pequeñas que esta parametrización es incapaz de reproducir. Este error puede corregirse por la función de distribución gamma, que ajusta mejor el rango de los diámetros menores a 1 mm (Sempere, 1994).

#### 3.2. Cálculo de las propiedades físicas de la lluvia, flujo de momento y contenido de energía cinética por integrales de los momentos de la distribución de tamaño de gota

Para iniciar un análisis teórico del comportamiento de los eventos de lluvia, se debe de considerar que la lluvia es una población de gotas de agua de distintos tamaños. Con el tamaño (diámetro,  $D_g$ , en *mm*) de cada gota de lluvia se puede estimar la masa y el volumen, y a partir de estos parámetros pueden obtenerse otros como la velocidad, la acumulación, la intensidad, la energía cinética y su momento.

El volumen (en  $\text{mm}^3$ ) para una sola gota de lluvia,  $V_g$ , está dado por la siguiente relación;

$$V_g = \frac{1}{6}\pi D_g^3 \quad (1)$$

Con el valor de la densidad del agua  $\rho_w$  (en  $\text{kg m}^{-3}$ ) se obtiene la relación de masa  $m$  (en  $\text{kg}$ ) para una gota de lluvia:

$$m_g = 1 \times 10^{-9} \rho_w V_g \quad (2)$$

Si sustituimos la Ecuación (1) de volumen en la Ecuación (2), tenemos la ecuación final para el cálculo de la masa de una gota de lluvia:

$$m_g = (1 \times 10^{-9}) \frac{\pi}{6} \rho_w (D_g)^3 \quad (3)$$

Otros parámetros importantes son el volumen total de agua ( $V_t$ , en  $\text{mm}^3$ ) precipitado durante el evento, el cual se puede calcular a través de la siguiente ecuación:

$$V_t = \frac{1}{6} \pi \sum n_i (D_{g_i})^3 \quad (4)$$

donde  $n_i$  es el número de gotas detectadas durante el periodo de muestreo de tamaño correspondiente a la categoría  $i$  ( $D_{g_i}$ ).

Para el caso de la acumulación  $Acc$  (en mm), esta se calcula como:

$$Acc = (1 \times 10^{-2}) \frac{V_t}{A} \quad (5)$$

donde  $A$  es el área de muestreo y  $V_t$  es el volumen acumulado de lluvia .  
La intensidad del evento ( $R$ , en  $\text{mm h}^{-1}$ ) se obtiene:

$$R = \frac{V_t}{A * t} \quad (6)$$

La energía cinética ( $EC$ ), en Joule ( $1 \text{ J}$  es equivalente a  $1 \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-2}$ ), puede calcularse por la siguiente ecuación:

$$EC = \frac{1}{2} m v^2 \quad (7)$$

en donde  $m$  es la masa (en  $\text{kg}$ ) y  $v$  es la velocidad observada (en  $\text{m s}^{-1}$ ).

La ecuación para la energía cinética de una sola gota de lluvia puede expresarse como (Brodie y Rosewell, 2007):

$$EC_n = 10^{-6} \left( \frac{m_g v^2}{2} \right) \quad (8)$$

Esta ecuación es obtenida sustituyendo en la Ecuación (7), la Ecuación (3) de masa, donde  $m_g$  es la masa de la gota de lluvia.

La energía cinética total de un evento de precipitación ( $EC_{Tot}$ ) considera la suma de la energía cinética de cada gota de lluvia perteneciente el evento a estudiar.

$$EC_{tot} = \sum EC_n \quad (9)$$

Con la energía cinética total se obtiene: la energía cinética específica del tiempo (gasto de energía cinética  $EC_{time}$ ), representada por la ecuación 10 y la energía cinética específica por volumen de agua precipitada (contenido de energía cinética  $EC_{mm}$ ), representada por la ecuación 11.

$$EC_{time} = \frac{EC_{total}}{A_S t_S} \quad (10)$$

$$EC_{mm} = \frac{EC_{total}}{A_S Acc} \quad (11)$$

donde  $A_S$  es el área de muestreo ( $m^2$ ),  $t_S$  es el tiempo (en h) y  $A_{cc}$  es el volumen acumulado (en mm). Las unidades de  $EC_{time}$  son  $J m^{-2} s^{-1}$  y las unidades de  $EC_{mm}$  son  $J m^{-2} mm^{-1}$ .

La cantidad de movimiento o momento ( $M$ , en  $kg m s^{-1}$ ), en su ecuación más simple es expresado de la siguiente forma:

$$M = mv \quad (12)$$

Sustituyendo la Ecuación (3) en la Ecuación (12) se obtiene el momento de una sola gota de lluvia.

$$M_n = 10^{-6}(m_g v_g) \quad (13)$$

El momento total de cada evento es obtenido con la siguiente ecuación, que expresa la suma del momento de cada gota de lluvia perteneciente el evento a estudiar.

$$M_{tot} = \sum M_n \quad (14)$$

### 3.3. Relaciones de energía y momento

La energía cinética y el momento de la lluvia se utilizan ampliamente como indicadores de erosividad para estimar el desprendimiento de suelo inducido por el impacto de las gotas de lluvia. Debido a que las mediciones directas de la fuerza o la energía cinética de la lluvia en las superficies del suelo no están ampliamente disponibles, muchas relaciones empíricas se han derivado para vincular la energía cinética y la intensidad de la lluvia (Lim et al., 2015). Ghadir y Payne (1988) afirman que la  $EC$  es un indicador confiable de la erosión por gotas de lluvia. Rose (1960) reconoció el  $M$  como un mejor índice de erosividad porque el desprendimiento de partículas durante la lluvia se asocia con la masa depende un poco más de este que de la energía cinética, ya que se multiplica por el diámetro de la gota de lluvia y Salles y Poesen (2000) encontraron que el momento es una mejor variable para describir la erosión por salpicadura. Por otro lado Hudson (1971) demuestra que el  $M$  y  $EC$  tienen una relación similar con la intensidad de la lluvia. Brodie y Rosewell (2007) mencionan que la energía cinética y el momento son prácticamente intercambiables en la estimación del desprendimiento, y Morgan (2005) afirma que la energía cinética es la expresión más adecuada para la erosión de la lluvia (Sanchez-Moreno et al., 2012).

Además, se han desarrollado varios modelos de erosión tales como la USLE (Ecuación de Pérdida de Suelo Universal) por Wischmeier y Smith (1958), RUSLE (Ecuación de Pérdida de Suelo Universal Revisada por Renard (1997), SLEMSA por Elwell (1978), EUROSEM (Modelo de Erosión del Suelo Europeo) por Morgan et al., (1998) o LISEM (modelo de erosión del suelo) por De Roo et al., (1996), que utilizan la energía cinética como parámetro para describir erosividad y en el caso de la USLE Y RUSLE, además utilizan parámetros asociados a la topografía y uso de suelo (Sanchez-Moreno et al., 2012). Por otro lado, Salles

y Poesen (2000) mencionan que el momento multiplicado por el diámetro de la gota de lluvia es el mejor índice de erosividad para estimar el desprendimiento del suelo, mientras que Brodie y Rosewell (2007) reporta que estos dos índices de erosividad de la lluvia, el momento y la energía cinética, son intercambiables al estimar el lavado de partículas (Lim et al., 2012). Medir directamente la  $EC$  es costoso y complejo (Fornis et al., 2005). Por lo tanto, generalmente se relaciona con la intensidad de la lluvia  $R$  (Sanchez-Moreno et al., 2012) o el momento ( $M$ ) (Lim et al., 2012). De acuerdo a Kinnell (1981), la  $EC$  de la lluvia puede estar relacionada con  $R$  de dos formas distintas que pueden expresarse como: la energía cinética de gasto de la lluvia, que es específica del tiempo ( $EC_{time}$ ), y el contenido de energía cinética de la lluvia por unidad de lluvia, que es específico del volumen ( $EC_{mm}$ ) (Lim et al., 2012). A partir de la relación del  $EC_{mm}$  y la  $R$  usando una relación logarítmica de Wischmeier y Smith (1958), se han desarrollado diversas ecuaciones de  $EC_{mm} - R$ , en forma lineal (Sempere-Torres et al., 1992), polinomial (Carter et al., 1974), exponencial (Kinnell, 1981; Rosewell, 1986) o ley de potencias (Uijlenhoet y Stricker, 1999). Las más utilizadas son las formas logarítmica y exponencial:

$$EC_{mm} = a + b \log_{10} R \quad (15)$$

$$EC_{mm} = z(1 - pe^{-hR}) \quad (16)$$

En Ecuación (15)  $a$  y  $b$  son coeficientes experimentales. A pesar de su amplio uso, no existe una base física completa proporcionada por Wischmeier y Smith (1958) para esta ecuación. En la Ecuación (16),  $z$  es el contenido máximo de energía cinética ( $EC_{max}$ ), que junto con  $p$ , determina el contenido mínimo de energía cinética a bajas intensidades de lluvia, y  $h$  determina la forma de la curva (Sanchez-Moreno et al., 2012).

Las relaciones de  $EC_{time}$  más utilizadas son la lineal y de potencia:

$$EC_{time} = x + yR \quad (17)$$

$$EC_{time} = wR^q \quad (18)$$

donde  $x$ ;  $y$ ;  $w$  y  $q$  son coeficientes empíricos. De acuerdo al trabajo de Salles y Poesen (2000),  $EC_{time}$  proporciona una mejor correlación entre  $EC$  y  $R$ . No obstante, por razones históricas relacionadas con las mediciones de tamaños de gotas de lluvia en períodos de tiempo cortos sin precisión en tiempo real, la introducción de la relación  $EC_{mm} - R$ , y su uso para la formulación de la USLE (Wischmeier y Smith, 1978),  $EC_{mm}$  se convirtió en la forma más popular de expresar las relaciones  $EC - R$  (Sanchez-Moreno et al., 2012).

El momento de la lluvia para la predicción de erosión generalmente se expresa en términos de área  $M_A$  ( $\text{kg m s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), tiempo  $M_t$  ( $\text{kg m s}^{-1} \text{s}^{-1}$ ), o como un flujo de momento  $M$ , que es la cantidad de momento por unidad de área y tiempo ( $\text{kg m s}^{-1} \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$  o  $\text{N m}^{-2}$ ). Park et al., (1980) utilizan una relación de ley de potencias para relacionar el momento con la intensidad de la lluvia (Lim et al., 2012, Sanchez-Moreno et al., 2012).

$$M_t = dR^f \quad (19)$$

También se relaciona el momento por unidad de tiempo y la intensidad de la lluvia para una distribución teórica de la lluvia mediante una ecuación de ley de potencia (Brodie y Rosewell, 2007)

$$M_A = g I \quad (20)$$

en donde  $d, f$  y  $g$  son coeficientes empíricos.

### 3.4. *Velocidad Terminal*

La velocidad terminal de una gota de lluvia se logra cuando la suma de las fuerzas (gravedad, flotabilidad y fuerzas aerodinámicas) que actúan sobre la gota es igual a cero (Jones et al., 2003). La fuerza de arrastre,  $F_D$  se puede expresar como:

$$F_D = \frac{1}{2} \rho_a v_t^2 C_D A_C \quad (21)$$

donde  $\rho_a$  es la densidad del aire,  $v_t$  es la velocidad terminal de una partícula de precipitación, y  $C_D$  y  $A_C$  son el coeficiente de arrastre y el área de la sección transversal de la partícula, respectivamente (Comes et al., 1995). Si la fuerza de arrastre permanece constante, una disminución en la densidad del aire provoca que la velocidad terminal aumente. Por lo tanto, la presión atmosférica expresada en densidad del aire es un parámetro clave para explicar el cambio en la velocidad media de caída de las gotas de lluvia. Si la presión atmosférica disminuye conforme aumenta la altitud, la velocidad media de caída aumenta.

## 4. Metodología

### 4.1. Zona de estudio: Estación de Biología de Chamela

La Estación de Biología Chamela (EBCh) es una dependencia del Instituto de Biología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) que se localiza en el Estado de Jalisco, México ( $19^{\circ}30' N$ ,  $105^{\circ}03' O$ ), a dos kilómetros al oeste de la costa y seis kilómetros al sureste de la Bahía de Chamela (Figura 4). Se encuentra situada cerca de la unión de tres placas tectónicas, siendo común la ocurrencia de temblores en el área. El volcán de Colima (activo), que es el más cercano, se localiza a 130 km al sureste. El substrato en la EBCh incluye basalto, reolita y conglomerados no consolidados (Instituto de Biología, 2019). Esta instalación fue creada en 1971 con el objetivo de proporcionar servicios para la realización de actividades de investigación, enseñanza y difusión de la ciencia, y de preservar una porción de uno de los ecosistemas tropicales más amenazados: el Bosque Tropical Caducifolio (<http://www.ib.unam.mx/chamela/>).

002

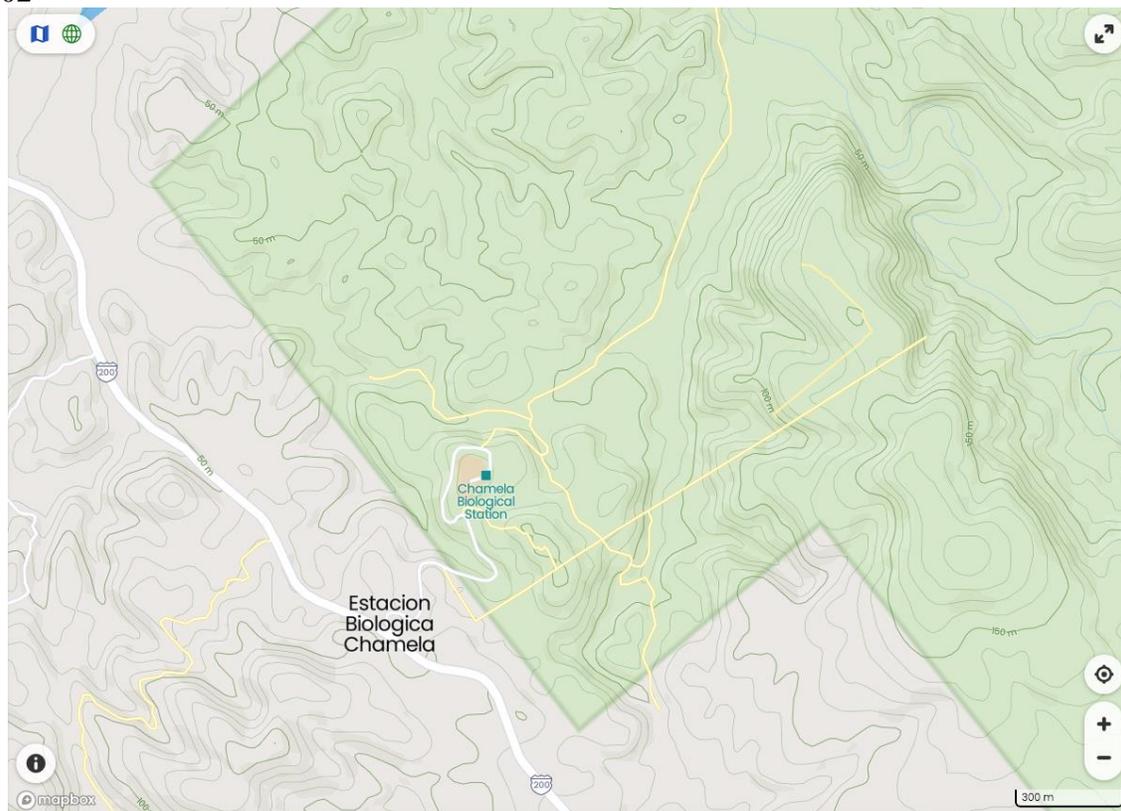


Figura 4. En el mapa se muestra la ubicación de la Estación Biológica de Chamela, con coordenadas Latitud  $19^{\circ} 29' 39.6''$  norte y Longitud  $105^{\circ} 2' 48.8''$  oeste. (Estación Biológica Chamela - Mapa - Mapcarta).

#### 4.1.1. Características biogeográficas

##### 4.1.1.1. Suelo e hidrología

La topografía de la EBCh presenta lomeríos bajos y pequeñas cañadas que confluyen en arroyos. La mayor parte del terreno tiene una altitud que no sobrepasa los 150 m, pero el rango es de 10 m a 580 m (Figura 5). No hay corrientes de agua permanente. Las pendientes de las laderas son en su mayoría de 21 a 34 grados, existe un cerro con acantilados y áreas con mesetas. Los suelos son arenosos y de profundidad muy variable, con pH cercano a 7. En los lomeríos es poca la materia orgánica y el fósforo disponible es escaso (Instituto de Biología, 2019).



Figura 5. Estación de Biología Chamela

##### 4.1.1.2. Clima

El clima en Chamela es tropical, cálido subhúmedo, con una marcada estacionalidad. La sequía se presenta de noviembre a junio, algunas veces interrumpida por lluvias ligeras o fuertes en diciembre o enero. Los ciclones pasan paralelos a la costa. La precipitación anual promedio entre 1977 y 1993 fue de 731 mm (Figura 6), con un total de 1247 mm en el año más lluvioso (1992) y 451.9 mm en el mes más seco (1986). La temperatura promedio anual es de 24.6 °C y la máxima promedio es de 30.3 °C (Instituto de Biología, 2019).

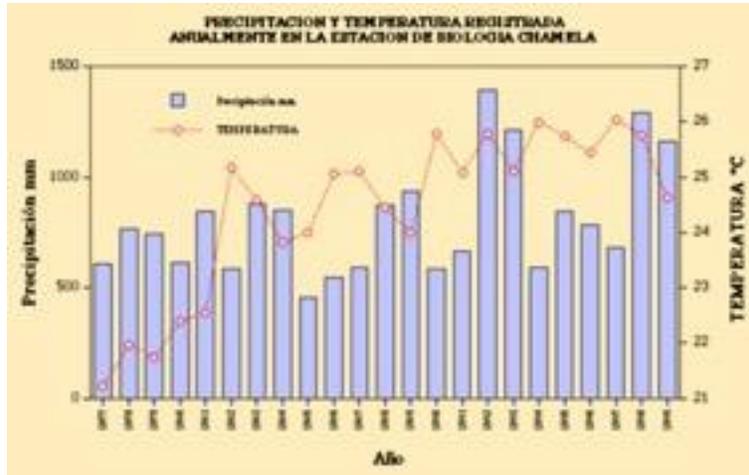


Figura 6. Climatología de precipitación y temperatura para la Estación de Biología de Chamela (tomada de la página de la estación)

#### 4.2. Instrumentación

En este trabajo se utilizaron los datos meteorológicos (temperatura, presión atmosférica y velocidad de viento horizontal) obtenidos por la estación meteorológica de la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA) de la UNAM. Para las estimaciones de precipitación, se obtuvieron y analizaron los registros de tres equipos: un pluviómetro modelo TR-525M, construido por Texas Electronics, Inc., un sensor RG-T, de FST Inc. y el disdrómetro PWS100, distribuido por Campbell Scientific.

##### 4.2.1. Pluviómetro TR-525M de Texas Electronics Inc.

El pluviómetro es el instrumento meteorológico que se usa como referencia para medir la precipitación que cae en un lugar determinado. El TR-525M de Texas Electronics, Inc. (Figura 7) es un pluviómetro de balancín, que funciona colectando el agua de lluvia a través de una abertura en la parte superior del instrumento, la cual se canaliza a un dispositivo mecánico comúnmente llamado balancín (Figura 8), este va recolectando el agua de lluvia y cuando está lleno se voltea y manda una señal eléctrica o “clic” y se registra la precipitación. Esta acción vacía el balancín en preparación para una medición adicional y el agua descargada por el balancín sale del pluviómetro sin necesidad de vaciado. La conexión del instrumento a un registrador de datos o módulo de visualización permite el registro electrónico de la lluvia acumulada (Rain Gauge, Texas Electronics TR-525M, 2019).



Figura 7. Pluviómetro TR-525M, en la Estación de Biología de Chamela.

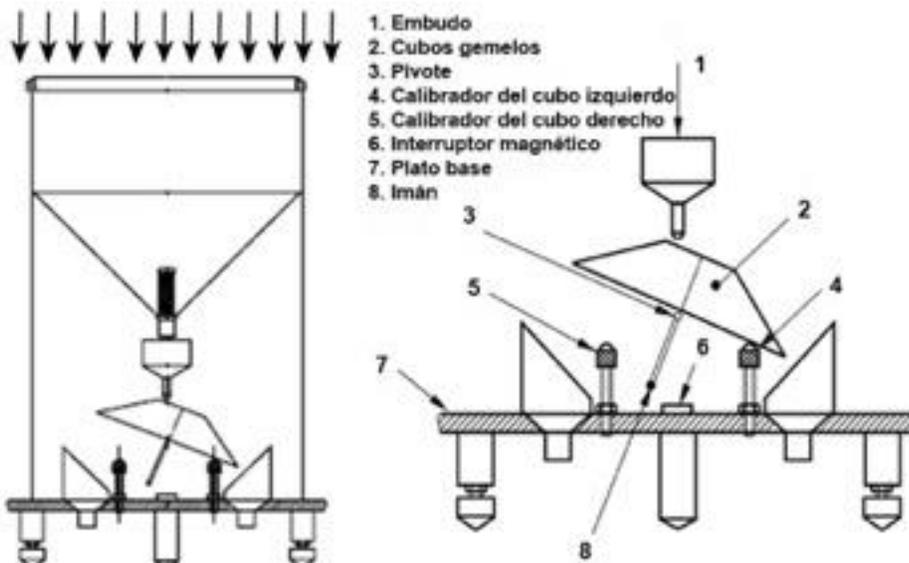


Figura 8. Esquema de las partes y mecanismo de funcionamiento de un pluviómetro de balancín (León et al., 2013).

El TR-525M es un pluviómetro métrico robusto y confiable que ofrece alta precisión a bajo costo para eventos de lluvia (Tabla 3). Sin embargo, puede subestimar otro tipo de precipitación como la nieve y el granizo. Además, el balancín puede guardar la lluvia de un evento anterior que no alcanzó la suficiente precipitación para marcar un “clic” y con unas gotas de lluvia del nuevo evento de precipitación marcar un “clic” arrojando un error en la medición (Torres, 2018).

Especificaciones TR-525M	
<b>Resolución</b>	0.1mm
<b>Exactitud</b>	hasta 50 mm/hr $\pm 1\%$
<b>Rango</b>	700mm (por hora)
<b>Diámetro del colector</b>	245 mm

Tabla 3. Especificaciones del pluviómetro TR-525M. Modificado de: Rain Gauge, Texas Electronics TR-525M, 2009.

#### 4.2.2. Pluviómetro RGT-T

Este pluviómetro (Figura 9) tiene el mismo principio de funcionamiento que el TR-525R, se utilizó para comparar y corroborar los datos obtenidos por los otros dos equipos, está instalado en la Estación de Biología de Chamela, a unos metros de los otros dos equipos.



Figura 9. Pluviómetro RGT-T, en la Estación de Biología de Chamela

#### 4.2.3. Sensor óptico de tiempo presente

El disdrómetro o sensor óptico de tiempo presente, (*Present Weather Sensor 100*, en inglés *PWS100*), de Campbell Scientific, Inc. (Figura 10), es un sensor que usa un láser de diodo con una longitud de onda de 830 nm, en el infrarrojo cercano, y una frecuencia de modulación de 96 kHz. El láser es difractado por una rejilla en cuatro haces para estimar la cantidad de precipitación con base en la dispersión de la luz detectada por medio de dos sensores (fotodiodos con filtros de banda y con una respuesta espectral máxima de 850 nm), lo que permite obtener mayor detalle de las partículas de precipitación. El volumen de medición en capas del PWS100 (Figura 11), permite obtener mediciones de la velocidad de las partículas que pasan a través de cada hoja de luz a su vez (Campbell Scientific, 2012). El PWS100

puede discriminar entre diferentes tipos de hidrometeoros (precipitación líquida y/o sólida) basado en la relación entre velocidad y tamaño de las partículas y en las características de la dispersión de la luz producidas por la diferencia de fase de las partículas de agua (Campbell Scientific, 2012).



Figura 10. Disdrómetro PWS100, Estación de Biología de Chamela.

El PWS100 puede determinar también el rango de visibilidad al realizar un monitoreo de la disminución de la intensidad (proveniente de los haces) detectada por el sensor. Esta característica le proporciona la capacidad de poder detectar eventos de niebla y la ocurrencia de este fenómeno (Campbell Scientific Inc., 2012). En la Tabla 4 se describen las especificaciones importantes de los parámetros medidos por el equipo PWS100 durante los eventos de precipitación.

<b>Parámetro</b>	<b>Rango de medición</b>	<b>Exactitud</b>
<b>Tamaño de partícula (diámetro)</b>	0.1 a 30 mm	5% para partículas mayores de 0.3 mm
<b>Velocidad de Partícula</b>	0.16 a 30 m s <sup>-1</sup>	±5% para partículas >0.3 m
<b>Intensidad de precipitación</b>	0.001 a 400 mm h <sup>-1</sup>	±10% (degradará en condiciones, para precipitaciones congeladas y tasas de lluvia muy altas)
<b>Visibilidad</b>	0 a 20,000 m	±10% to 10,000 m

Tabla 4. Especificaciones dadas por Campbell Scientific, Inc. (2012) para el PWS100.

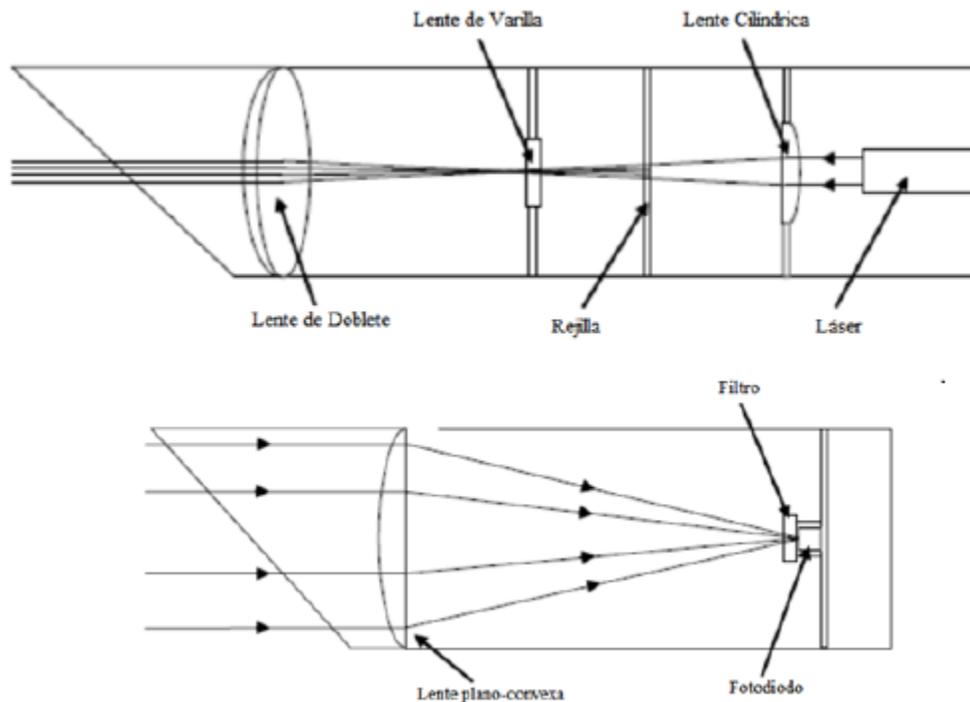


Figura 11. Diagrama que muestra el diseño óptico del PWS100. La parte superior se muestra el láser de 830 nm que es concentrado en la rejilla (que produce los cuatro haces) por una lente cilíndrica. Los cuatro haces pasan por una lente de varilla y una lente de doblete que limitan los efectos de la aberración cromática y esférica. La figura inferior se muestra una lente plano-convexa que concentra los cuatro haces en el fotodiodo con filtro de banda, los cuales están colocados en los brazos sensores del equipo (modificado de Campbell Scientific, 2012).

#### 4.3. RUOA (Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos)

La Universidad Nacional Autónoma de México establece la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA), para impulsar la investigación y la docencia de las ciencias atmosféricas en el país. A través de la interdisciplina y la cooperación institucional, este proyecto busca proveer de información atmosférica relevante y confiable para estudiar los problemas emergentes y dar soluciones a los retos que enfrenta el planeta en materia de contaminación atmosférica, cambio climático, recursos hídricos, seguridad alimentaria entre otros (RUOA, 2019).

Los observatorios de la RUOA cuentan con una base de sensores meteorológicos y de calidad del aire. En particular, los observatorios de Ciudad Universitaria, Juriquilla, Altzomoni y en las Estaciones Biológicas de Los Tuxtlas y Chamela, cuentan con disdrómetros ópticos del tipo PWS100. Los datos que se generan del proyecto de la RUOA son de acceso público y se encuentran disponibles a la comunidad científica y al público en general a través del sitio web de la RUOA: <https://www.ruoa.unam.mx/> (RUOA, 2019).

## 6. Obtención de datos microfísicos y de precipitación

Se realizó una búsqueda y descarga de los datos para un periodo de cuatro años, 2015, 2016, 2017 y 2018 correspondientes a los equipos Disdrómetro PWS100 y Pluviómetro TR-525M de la Estación Biológica de Chamela a través de la página de la RUOA. Para el periodo de 2015 y 2016 se utilizaron los registros del pluviómetro TR-525M Texas Electronics Inc y el pluviómetro *RG-T* perteneciente a la Estación Meteorológica Fija Automatizada Remota (RAWS fabricada por la empresa FTS Inc.) para una comparación de los datos obtenidos entre los pluviómetros y el disdrómetro PWS100. Los parámetros obtenidos con el disdrómetro son el tamaño y la velocidad observada de caída de las gotas de lluvia. Para el pluviómetro se obtiene la lluvia acumulada y se estima la intensidad de lluvia. La resolución temporal de las series de datos es de un minuto. Los datos se filtraron para obtener las series de tiempo que empataran con ambos equipos.

Se seleccionaron los minutos que contenían datos consecutivos diversos eventos de lluvia, si existía un periodo de 60 minutos o más sin datos de precipitación se consideraba el final del evento y se empezaba uno nuevo (Montero-Martínez, et al., 2020). Para el análisis de las estimaciones de contenido de energía cinética, se utilizaron los periodos de un minuto de muestreo con un número de gotas registradas de 30 ó más gotas e intensidad de precipitación, estimada del PWS100, de al menos  $0.1 \text{ mm h}^{-1}$ .

### 4.4. Validación de datos

Para la validación de los datos del PWS100, se realizó una recopilación de los datos registrados durante dos años distintos (2015 y 2016) por tres instrumentos que miden precipitación en dicho observatorio: un disdrómetro PWS100 y dos pluviómetros (un TR-525M y un RT-G). Los datos registrados por el PWS100 en ambos años fueron realizados con distintos instrumentos, debido al paso del Huracán Patricia en octubre del 2015 por el área que afectó las instalaciones del observatorio y obligó al cambio de disdrómetro. Para su análisis se realizaron bases de datos, obtenidas con diversas plataformas como Python – este programa extrae los datos de los archivos originales y los organiza en matrices de 34 por 34 de cada minuto, y para el periodo o evento registrado (Torres, 2018), y Matlab – este programa calcula distintas variables (número de gotas detectadas, diámetro y velocidad promedio, energía cinética, contenido de EC y momento). Después se realizaron un análisis descriptivo y uno estadístico para el comparativo entre los tres instrumentos de medición que muestran el desempeño de los tres equipos en distintos eventos de precipitación.

### 4.5. Obtención de datos

El resultado de la extracción de los datos que registra el PWS100 (programa en Python) es una matriz 34 por 34 clases de tamaño y velocidad de caída de cada minuto de los eventos de precipitación (Torres, 2018). Las columnas de la matriz resultante (Figura 12) corresponden a la velocidad de caída de las gotas y las filas son el diámetro de las gotas detectadas. Los números en la matriz corresponden al número de gotas detectadas para cada clase (número de gotas de 'x' tamaño cayendo a 'y' velocidad).

		Velocidad (m/s)																																								
		0.1	0.2	0.3	0.35	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1	1.1	1.3	1.5	1.7	1.9	2.2	2.6	3	3.4	3.8	4.4	5.2	6	6.8	7.6	8.8	10	12	14	15	18	21	24	28							
D i á m e t r o  ( m m )	0.05	0	0	0	0	0	4	5	5	6	9	13	12	13	4	2	5	6	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
	0.15	0	0	0	2	1	5	5	10	3	10	24	17	6	4	1	2	1	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
	0.25	0	0	0	0	9	17	31	24	23	17	37	19	14	3	0	3	2	2	2	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
	0.35	0	0	1	2	11	17	27	31	31	15	32	15	17	14	5	14	9	10	7	7	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
	0.45	0	0	1	2	8	9	21	24	41	40	101	133	162	142	102	88	58	39	29	26	40	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
	0.55	0	0	1	2	12	15	28	47	60	72	219	285	307	330	370	677	325	125	98	52	50	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
	0.65	0	0	0	1	5	20	22	52	39	57	148	238	291	328	403	912	857	416	228	143	146	52	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
	0.75	0	0	0	0	6	4	11	20	28	41	86	146	172	231	290	695	863	858	453	256	231	82	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0				
	0.85	0	0	0	0	1	7	8	14	11	11	34	72	84	120	177	474	687	807	728	522	448	129	72	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0				
	0.95	0	0	0	0	0	2	2	9	10	12	27	42	57	101	94	326	564	751	839	981	846	264	74	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
	1.1	0	0	0	0	0	3	4	2	4	10	26	26	49	78	110	345	557	878	1136	1394	2533	787	248	71	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
	1.3	0	0	0	0	0	2	0	2	1	0	3	8	2	8	12	21	105	147	265	371	567	1353	814	253	53	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
	1.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	4	0	2	4	23	45	81	118	200	527	602	198	38	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	1.7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	2	0	2	8	12	31	29	64	218	368	245	44	14	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	1.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	3	1	9	12	18	91	177	206	51	11	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
	2.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	4	9	42	88	145	75	22	11	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
	2.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	3	3	9	15	23	30	17	20	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	2	6	5	11	8	16	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
	3.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	5	1	5	5	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
	3.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	2	4	4	0	0	0	0	0	0	0	0			
	4.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	1	1	1	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
	5.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0			
	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
	6.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
	7.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
	8.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	10.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	13.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	15.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	17.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	20.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	27.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Figura 12. Matriz con la señalización del filtro utilizado para velocidad ( $v_g < 14 \text{ m s}^{-1}$ ) y tamaños ( $D_g < 6 \text{ mm}$ ). Los renglones (34 en total) representan las clases de tamaño y las columnas (34 en total) las clases de la velocidad de caída. Esta matriz está dada para cada minuto del evento de lluvia.

Posterior a esto, las matrices fueron analizadas por otro código de programación en Matlab con el que se estiman los valores de agua acumulada, intensidad de precipitación, cantidad de energía cinética por unidad de volumen de lluvia (o contenido de energía cinética) y tasa instantánea de momento (o flujo de momento) en cada intervalo – un minuto – de medición. Los resultados del programa son obtenidos en una matriz como la mostrada en la Figura 13. Además, cada línea corresponde a un minuto de observaciones, de tal forma que la resolución temporal de los datos de contenido de energía cinética y momento es de un minuto. A este código se le agrego un filtro para que solo considerara las gotas de lluvia con velocidades menores o iguales a  $14 \text{ m s}^{-1}$  y menores o iguales a un diámetro de  $6 \text{ mm}$ .

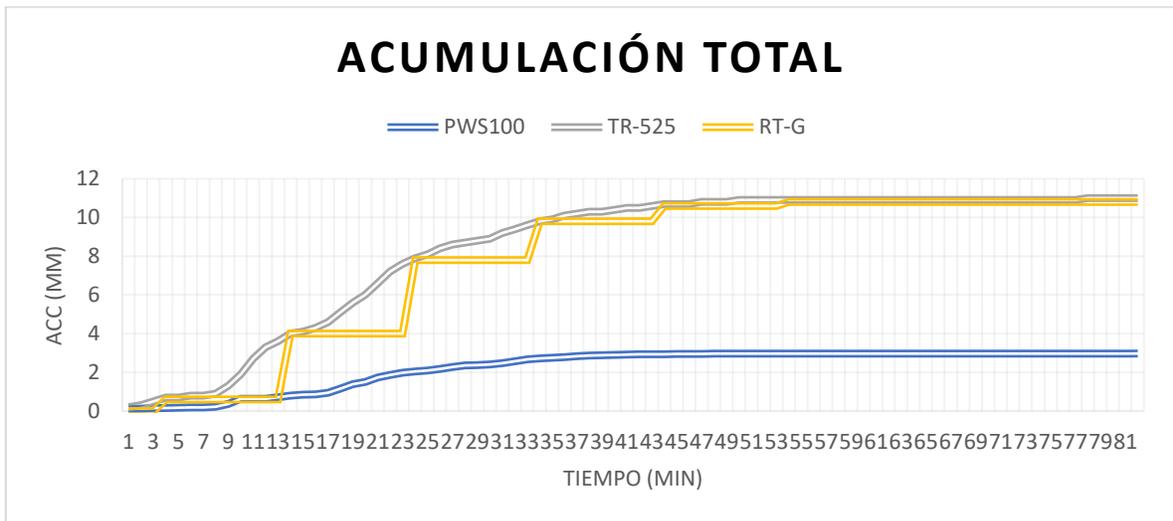
Evento		Matriz D23							
Fecha/hora	hora	gotas	Diámetro prom	Vel. Prom.	Acc	R	EC total	EC por mm de	Momentum
			mm	m/s	mm	mm	Joule/m2	J/m2 mm	kg*m/s*m2
14/10/16	21:16:00	2	2.475	5.7	0.011172	0.67034	0.43055	38.537	0.0016315
14/10/16	21:17:00	39	2.2487	5.8679	0.094124	5.6474	2.6867	28.545	0.011774
14/10/16	21:18:00	68	2.2522	6.0206	0.15691	9.4149	4.594	29.277	0.019813
14/10/16	21:19:00	144	2.0264	5.5632	0.24148	14.489	5.9367	24.584	0.02794
14/10/16	21:20:00	250	1.6608	4.8038	0.25438	15.263	5.816	22.864	0.028017
14/10/16	21:21:00	382	1.6309	5.0179	0.37509	22.506	9.3409	24.903	0.043024
14/10/16	21:22:00	421	1.4799	4.7837	0.3299	19.794	7.2472	21.968	0.035759
14/10/16	21:23:00	295	1.3207	4.3693	0.15246	9.1478	2.6555	17.417	0.014718
14/10/16	21:24:00	312	1.2652	4.0955	0.14347	8.6083	2.2063	15.378	0.013036
14/10/16	21:25:00	222	1.0421	3.5802	0.05312	3.1872	0.72085	13.57	0.0044659
14/10/16	21:26:00	175	1.1869	3.9657	0.083248	4.9949	1.462	17.562	0.0080452
14/10/16	21:27:00	205	1.1661	3.8393	0.080578	4.8347	1.2044	14.947	0.0072103
14/10/16	21:28:00	195	1.0856	3.8328	0.049424	2.9654	0.62172	12.579	0.0040316
14/10/16	21:29:00	166	1.0027	3.5895	0.029761	1.7857	0.30171	10.138	0.0021906
14/10/16	21:30:00	128	0.97422	3.5043	0.019361	1.1617	0.1728	8.9252	0.0013392
14/10/16	21:31:00	105	0.82238	3.0524	0.0092188	0.55313	0.064294	6.9742	0.00055837
14/10/16	21:32:00	84	0.7994	2.8929	0.0066459	0.39876	0.040009	6.02	0.00037498
14/10/16	21:33:00	60	0.71	2.655	0.0033913	0.20348	0.017632	5.199	0.00017738

Figura 13. Matriz con los resultados del análisis de los datos del PWS100. Los resultados muestran las estimaciones del promedio de los diámetros y velocidades de caída de las gotas de lluvia detectadas en el minuto de medición. Además, se obtienen los resultados de agua acumulada, intensidad de precipitación, la energía cinética total, la  $EC_{mm}$  y del flujo de momento).

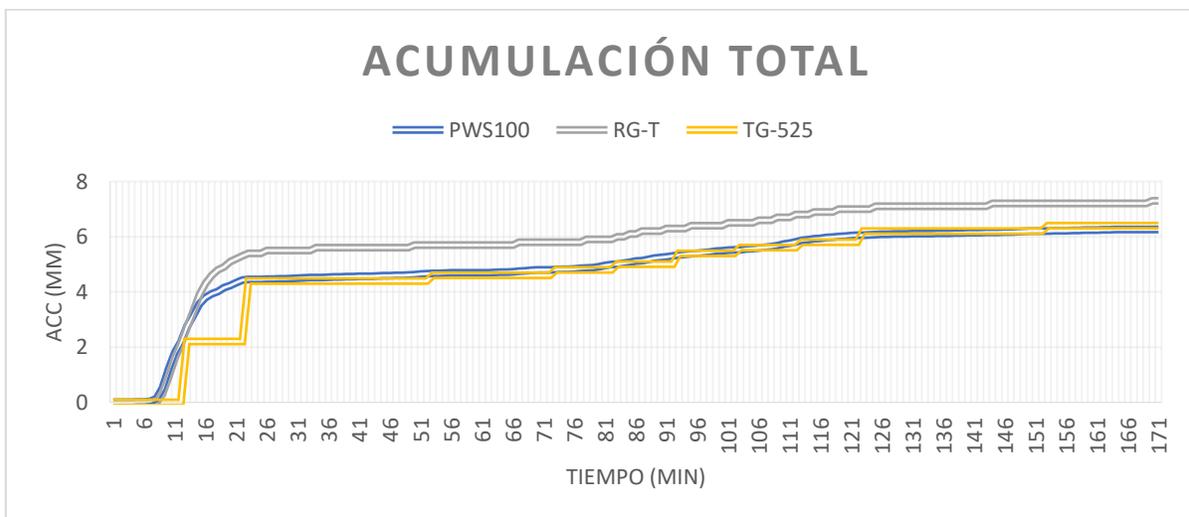
## 5. Resultados y Discusión

### 5.1. Comparación (validación 2015,2016) de datos PWS100 vs. Pluviómetros

Con los datos microfísicos del PWS100 analizados en “MATLAB” se realizaron gráficos que muestran de manera resumida el comportamiento de los distintos instrumentos a lo largo de los eventos. En la Figura 14 se ejemplifican los casos más representativos de los 38 eventos analizados para el año 2015 y de los 7 eventos analizados para el año 2016 de la cantidad de lluvia acumulada estimada por los diversos instrumentos durante los eventos de precipitación.



Gráfica A



Gráfica B

Figura 14. Acumulación de la cantidad de lluvia total registrada en dos eventos distintos en periodos distintos. En la Gráfica A se presentan los datos del evento del día 27 de agosto de

2015 (hora inicial: 18:17, hora final: 19:38; duración: 82 minutos) y en la Gráfica B muestra la acumulación registrada para el 13 de octubre de 2016 (hora inicial: 19:18; hora final: 22:08; duración: 171 minutos).

En la Figura 14 se puede observar que en el año 2015 (Gráfica A) el disdrómetro mide una menor acumulación con respecto a la estimada por ambos pluviómetros: el disdrómetro se mantiene constante alrededor de los 3 mm de acumulación mientras que ambos pluviómetros están próximos a los 11 mm de acumulación. En el caso del año 2016 (Gráfica B) se observa que la línea de todos los instrumentos tiene la misma tendencia de acumulación total: el disdrómetro se mantiene próximo a los 7 mm de acumulación, mientras que ambos pluviómetros siguen prácticamente la misma curva y se mantienen próximos a los 6 mm de acumulación. Para este año (2016), el PWS100 es distinto al utilizado durante el 2015. El análisis de la Figura 14 puede sugerir que a partir del cambio del PWS100 en el año 2016 las mediciones de acumulación medidas por el disdrómetro son similares a las detectadas por ambos pluviómetros.

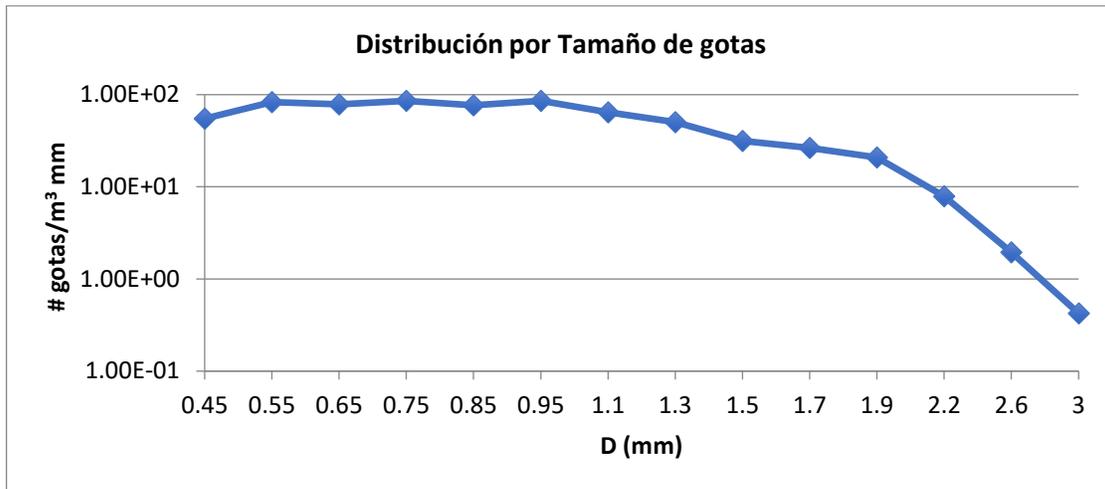
Se realizó un análisis estadístico para corroborar si existían diferencias significativas entre las mediciones de los tres instrumentos. Todas las pruebas fueron realizadas con un nivel de confianza  $(1-\alpha)$  del 95%. Para el año 2015, se realizó un análisis de estadística descriptiva en el que se obtuvieron los valores de la media, varianza y desviación estándar de las estimaciones de acumulaciones de lluvia de cada instrumento. Posteriormente se realizó una prueba de análisis de varianza (ANDEVA) para conocer si las mediciones de los tres instrumentos presentaban diferencias estadísticamente significativas, en el que se obtuvo el valor de 6.51 para el estadígrafo  $F$ -Fisher contra  $F_{crit}=3.08$ . Al rechazarse la hipótesis nula ( $H_0$ ), y confirmar las diferencias entre los instrumentos, se realizó una prueba de contraste de medias para la comparación correcta con la prueba de  $t$  de Student. Esta prueba compara las medias de dos poblaciones, y con el valor del estadígrafo obtenido  $t$ -Student de  $-0.000203$  se corroboró que al comparar los dos pluviómetros TR-525 y RGT-T se acepta la  $H_0$ , lo que nos confirma que no hay diferencias significativas entre los datos medidos con estos instrumentos. Por otro lado, al comparar el disdrómetro PWS100 con el pluviómetro TR-525 y RGT-T se obtuvieron los valores para el estadígrafo  $t$ -Student de 3.45 y 3.53 respectivamente con lo que se corrobora que la  $H_0$  se rechaza, por lo que los datos medidos con estos instrumentos son estadísticamente distintos.

Para el análisis del año 2016 se realizó igualmente un análisis descriptivo en el que se observó medias de lluvia acumulada son muy similares. Se realizó a una prueba de ANDEVA que nos permitió aceptar la hipótesis nula ( $H_0$ ) y corroborar que no existen diferencias significativas entre los instrumentos como se puede notar en la gráfica b) de la Figura 14.

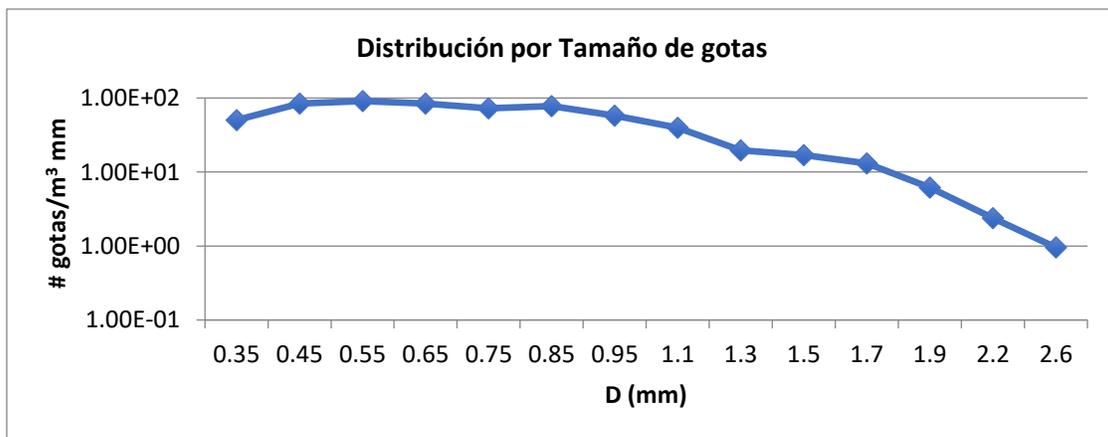
Para el año 2016 se realizó una sustitución del disdrómetro PWS100 por otro igual. Para este periodo los tres instrumentos fueron capaces de registrar estimaciones similares de acumulación de lluvia, lo que sugiere que el primer disdrómetro tenía un problema (de calibración) y no proporcionaba registros o datos adecuados. Para este año (2016) todos los instrumentos son consistentes. Al tener estos resultados podemos decir que el disdrómetro PWS100 mejoró su rendimiento a partir del año 2016, esto es debido a que dicho equipo fue sustituido por otro disdrómetro que había sido instalado en el CCA, y las fallas del equipo anterior pudieran ser debidas a una mala calibración del equipo, a un evento extremo en el sitio, etc. Mientras todos los equipos estén colocados e instalados de una manera correcta y adecuada podemos tener la certeza de que las mediciones estarán adecuadas a lo esperado sin embargo, es necesaria la corroboración de dichos datos.

## 5.2. Distribuciones por tamaño de gotas (DSD)

Se obtuvieron las DSD de los eventos totales seleccionados y todos mostraron una distribución muy similar (Figura 15).



Gráfica A



Gráfica B

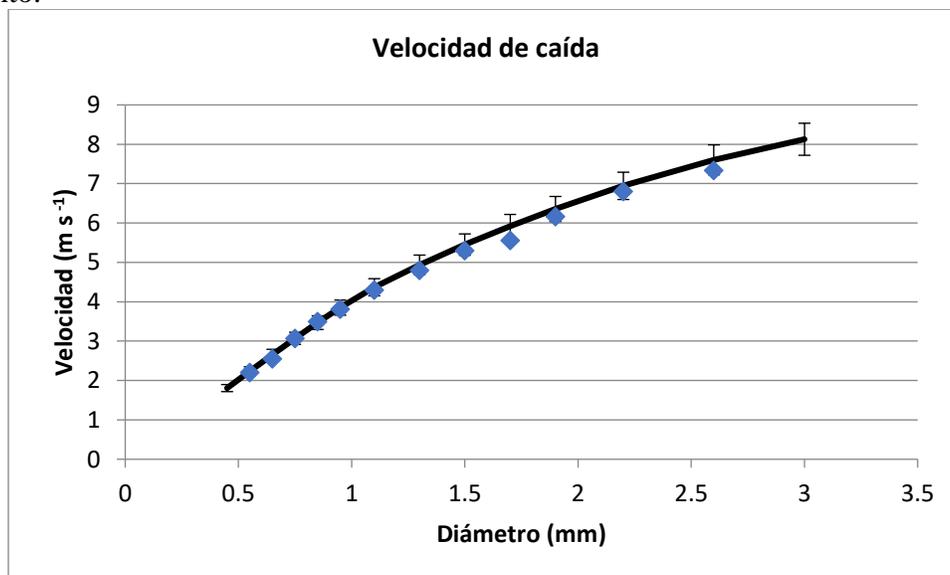
Figura 15. La Gráfica A muestra la DSD del evento del día 1 de agosto de 2017 (hora inicial: 17:40; hora final: 18:27; intensidad de lluvia promedio: 2 mm h<sup>-1</sup>). En la Gráfica B también se muestra la DSD de otro evento de lluvia (30 de junio de 2017; hora inicial: 16:48; hora final: 22:48; intensidad de lluvia promedio: 1.6mm h<sup>-1</sup>). Al igual que en la Gráfica A, la mayor concentración de gotas de lluvia se encuentra entre los intervalos del 0.45 al 1.1

La distribución por tamaño de gotas para estos casos más representativos de un total de 31 casos analizados para el periodo de 2016 – 2018 es muy parecida. La duración del primer evento es de 48 minutos con una acumulación de 1.61 mm, según los datos del PWS100, mientras que en el segundo evento la duración es de 360 minutos con una acumulación de

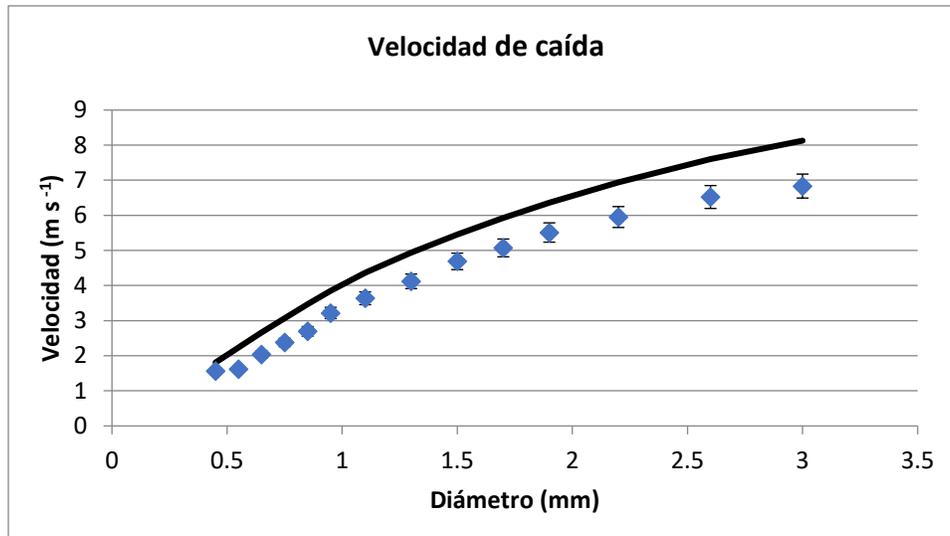
10.1 mm. Estos datos producen que el valor de  $R$  sea muy parecido para ambos casos, lo cual se refleja en la forma de las distribuciones de la Figura 15. Sempere (1994) lo explica debido a que el crecimiento del tamaño de las gotas de lluvia se hace de una manera competitiva: la cantidad de agua disponible es constante, y se ha de repartir forzando a las gotas a competir entre sí por obtenerla. Es decir, las gotas crecen unas a expensas de las otras y por lo tanto la existencia de una gota grande sólo es posible si hay una gradación de gotas más pequeñas

### 5.3. Velocidad terminal

La Figura 16 muestra el comportamiento de las gotas de lluvia de acuerdo a su tamaño y la velocidad calculada (con un 5% de incertidumbre, de acuerdo con las especificaciones del instrumento) para dos periodos (eventos) de lluvia comparándola con la velocidad teórica de caída según Beard (1976), representada por la línea negra. No obstante, el cambio en la presión del aire no es lo suficientemente significativo para explicar la diferencia de las velocidades de caída observadas en la Figura 16. Otro factor importante es la velocidad de viento horizontal. Montero y García (2016) y Montero et al. (2016) demostraron que el viento produce desviaciones en el promedio de la velocidad de caída de las gotas medianas y grandes ( $D > 1$  mm). En su estudio, estos autores proponen que la turbulencia del viento pudiera producir cambios en la forma de las gotas (oscilaciones) que disminuyen la velocidad de las gotas medianas y grandes. En la Figura 16, los resultados de la Grafica A y Grafica B despliegan este factor del viento, la dispersión en las velocidades en la Gráfica b son explicadas debido a los vientos intensos mayores a  $4 \text{ m s}^{-1}$  que se presentaron en el momento del evento.



Gráfica A



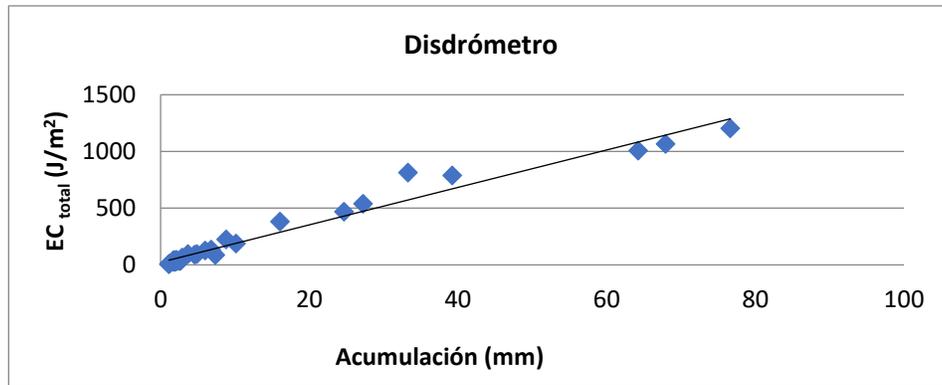
Gráfica B

Figura 16. A representa la comparación de las velocidades de acuerdo con el tamaño de gotas de lluvia para un evento distinto de lluvia del día 18 de agosto de 2017 (hora inicial: 20:10; hora final: 21:08) con presencia de vientos calmos ( $w < 3.5 \text{ m s}^{-1}$ ).- B Las velocidades para el evento del día 16 de agosto de 2017 (hora inicial: 18:28; hora final: 20:28) con presencia de vientos intensos ( $w > 4 \text{ m s}^{-1}$ ). La línea negra continua es la velocidad terminal (Beard 1976) y los rombos color azul representan la velocidad media calculada con los datos del disdrómetro. Cada punto en las gráficas representa el resultado de al menos 100 gotas detectadas en cada categoría de tamaño de gota durante el intervalo de tiempo.

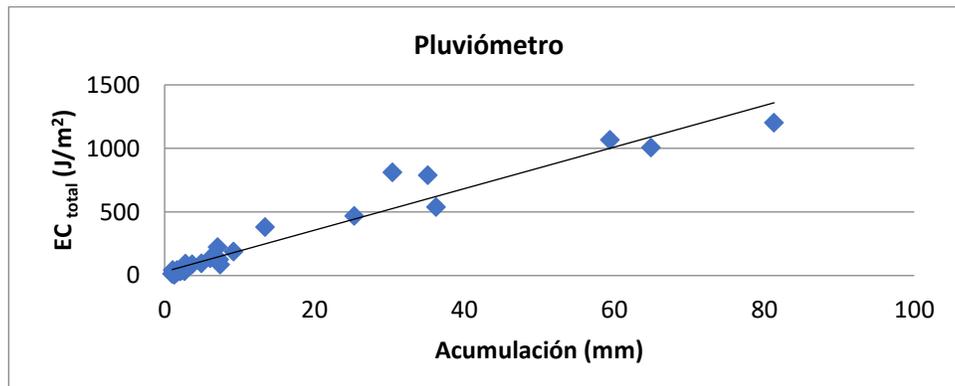
En la Gráfica A se observa que las velocidades de caída calculadas son muy similares a las teóricas, los valores reportados siguen la misma tendencia que los esperados. En contraste, en la Gráfica B puede observarse que las velocidades medias calculadas son menores que las velocidades esperadas.

#### 5.4. Estimación de energía cinética y momento de los eventos

La energía total por evento (en  $\text{J m}^{-2}$ ),  $EC_{total} = \sum EC_n$ , es obtenida como la suma de la suma de la  $EC$  de las gotas detectadas cada minuto durante los  $n$  minutos de muestreo para cada evento de precipitación. Estos valores están representados en la Figura 17.



Gráfica A



Gráfica B

Figura 17. Las gráficas muestran los eventos de lluvia con la acumulación total por evento y su relación con la energía cinética total. A.- Resultados obtenidos con las mediciones del disdrómetro. B.-Relación de la acumulación por evento con su energía cinética total de los resultados obtenidos con las mediciones del pluviómetro. Las líneas negras corresponden al ajuste por mínimos cuadrados de los datos mostrados (ver detalles en el texto principal).

En la Gráfica A, la línea negra muestra el ajuste de la forma  $EC_{Tot} = 16.5 * Acc + 23.0$ , mientras que en el caso de la Gráfica B el ajuste es  $EC_{Tot} = 16.3 * Acc + 22$ . Los valores de los coeficientes de determinación ( $r^2$ ) son 0.97 y 0.95, respectivamente. Las discrepancias entre acumulación de la lluvia (mm) obtenidas por el pluviómetro y el disdrómetro pueden originarse a partir de que el disdrómetro PWS100 puede detectar bajas intensidades de lluvia, mientras que el pluviómetro TR-525M necesita que una cantidad preestablecida de agua se acumule para poder registrar la medición, el disdrómetro puede registrar algunas partículas que no son gotas de lluvia como polvo e insectos, además de que la posición y altura de los instrumentos es ligeramente distinta a esto se le conoce como “error de viento” Fornis et al., (2005).

### 5.5. Relación entre energía cinética e intensidad de precipitación

La Figura 18 muestra la relación entre la intensidad de precipitación y el contenido de energía cinética ( $EC_{mm}$ ) para cada minuto de los eventos seleccionados para este trabajo. Se observa

que, a bajas intensidades ( $R \approx 1 \text{ mm h}^{-1}$ ), los valores del contenido de energía cinética están muy dispersos y los valores de la relación de  $EC_{mm} - R$  están controlados por algunos escasos valores de mayor intensidad, esto genera incertidumbre en las predicciones (Salles et al. 2002). Es decir, que los resultados en la Figura 18 no muestran una tendencia clara para  $EC_{mm}$  a bajas intensidades. Es por esta razón que otros autores como Sánchez-Moreno et al. (2012) mencionan que la relación de  $EC_t - R$  es preferible para la estimación de la erosividad y tener especial cuidado en el uso de esta relación  $EC_{mm} - R$  para estimar la erosión causada por lluvias de intensidades pequeñas. Algunos de los valores con un contenido de energía cinética mayor a los  $30 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$  para bajas intensidades se pueden considera valores espurios y pueden explicarse según Sanchez-Moreno et al. (2012) como el comienzo del evento de lluvia y a intervalos en los que la lluvia puede no estar siguiendo una distribución exponencial. Esto debido a que los eventos de lluvia comienzan con grandes gotas de lluvia con velocidades más grandes, seguidas de otras gotas de tamaño intermedio en un fenómeno llamado clasificación (Blanchard, 1953; Van Dijk et al., 2002), que produce una alta energía cinética incluso con intensidades de precipitación relativamente bajas. Además, al tomar el mismo criterio que Lim et al. (2015) se obtiene que el promedio de  $EC_{mm}$  en Chamela, Jalisco, es de  $21.41 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$  para los intervalos con  $R > 60 \text{ mm h}^{-1}$ .

La relación entre el contenido de energía cinética y la intensidad de lluvia se obtuvo de los mismos puntos representados en la Figura 18. Los coeficientes empíricos se calcularon a partir del método de mínimos cuadrados no lineales para minimizar el error estándar de las estimaciones. Es importante mencionar que el valor de  $EC_{max}$  utilizado en el modelo exponencial es el del promedio obtenido para los intervalos con  $R > 60 \text{ mm h}^{-1}$ . La solución óptima que mantuvo la forma original sugerida por Kinnell (1981), utilizando el algoritmo de Levenberg-Marquardt y con el 95% de confianza, fue la siguiente:

$$EC_{mm} = 21.41[1 - 0.5043 e^{-0.07458R}] \quad (22)$$

Para ajustar los valores de intensidad más baja se ajustó un filtro a los datos en intensidad ( $R$ ) entre los 40 y 12  $\text{mm h}^{-1}$  y en  $EC_{mm}$  promedio por debajo de los  $10 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ , obteniendo un total de 4090 datos, con estos datos se calculó la energía máxima y mínima a través de los percentiles 95% y 5% respectivamente. Non la ecuación (23) se calculó el parámetro “ $a$ ” (Montero-Martínez et al. 2020), y estos valores se ajustaron en Matlab con el algoritmo de Levenberg-Marquardt obteniendo la ecuación (24) con un valor de coeficiente de determinación  $r^2$  de 0.28; para obtener la ecuación (25) se utilizó un método de iteración para  $a$  hasta que se encontró el valor máximo del coeficiente de determinación ( $r^2 = 0.88$ ).

$$a = 1 - \left( \frac{EC_{min}}{EC_{max}} \right) \quad (23)$$

$$EC_{mm}(R) = 19.82 * (1 - 0.71 * \exp(-0.39 * x)) \quad (24)$$

$$EC_{mm}(R) = 19.82 * (1 - 0.73 * \exp(-0.43 * x)) \quad (25)$$

El ajuste obtenido del modelo de contenido de energía cinética (Ecuación 22) tiene valores similares a los reportados por otros autores (Tabla 1). El coeficiente de determinación

obtenido es  $r^2 = 0.89$ . El modelo que reportan autores como Lim et al. (2015) muestran variaciones en el coeficiente exponencial; sin embargo, Brodie y Rosewell (2007), Van Dijk et al. (2007), Rosewell et al. (1986) y Sánchez-Moreno et al. (2012) tienen modelos muy similares a los reportados en este trabajo. Además, se observa que el mayor contenido de energía se encuentra en intensidades menores a  $30 \text{ mm h}^{-1}$ , esto puede ser asociado a que se observa que el 80% de los periodos de lluvia analizados tienen una  $R < 5.4 \text{ mm h}^{-1}$ .

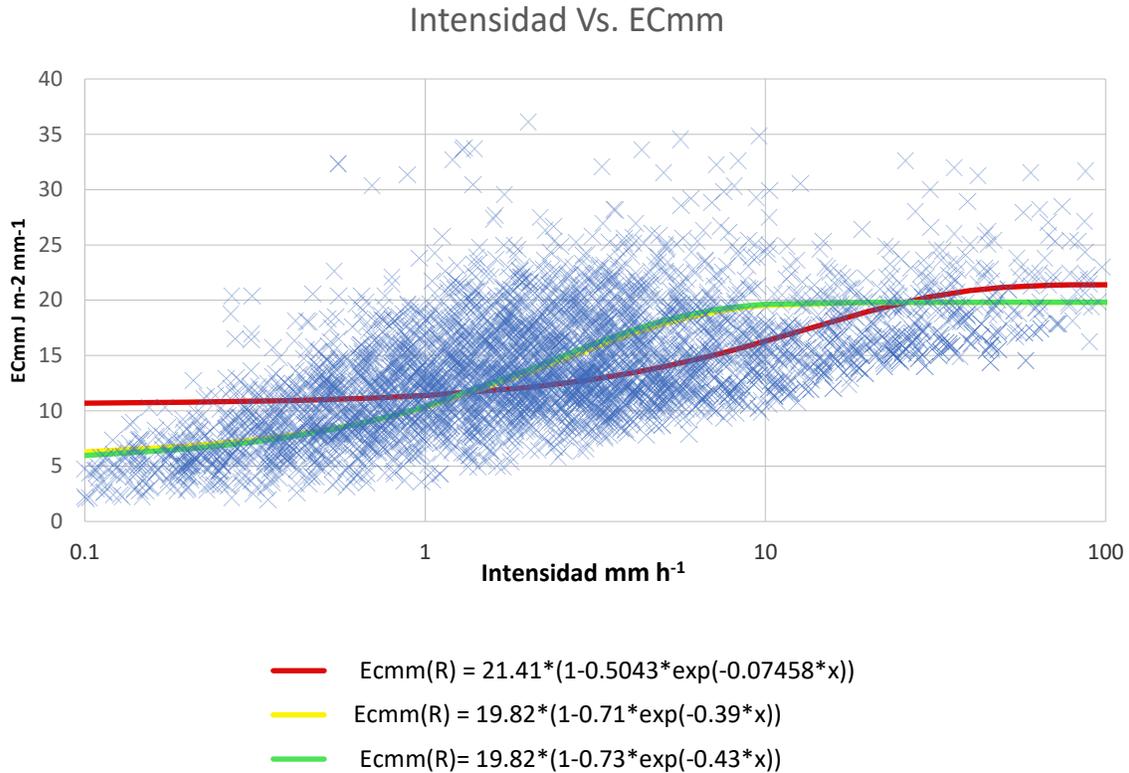


Figura 18. Diagrama de dispersión  $EC_{mm} - R$  de los 4,090 puntos de datos observados que corresponden a un valor de intensidad registrado en un minuto. Las líneas continuas corresponden a los resultados ajustados a las relaciones exponenciales mencionados en el texto. La línea color rojo es un ajuste por mínimos cuadrados (Ecuación 22), las líneas continuas color amarillo (Ecuación 24) y la línea color verde (Ecuación 25).

Los modelos representados por las líneas continuas de color verde y amarillo estiman mejor los valores de energía más próximos a los observados para  $R < 1$ . Ambos modelos tienen una distribución más hacia el centro de los valores observados de la nube de datos, a diferencia de la línea del modelo color roja que está por encima de la distribución de la nube de datos. Sanchez-Moreno et al. (2012) mencionaron que el valor del coeficiente  $a$  está relacionado con  $EC_{mm}$  a bajas intensidades de precipitación, pero la ecuación (23) muestra un esquema para calcular el valor de dicho coeficiente y que está relacionado con las estimaciones de percentil más bajos para  $EC_{mm}$  (en el caso de la ecuación (25) el valor de  $a$  se relaciona al percentil 2 del contenido de energía cinética). También se observa que las ecuaciones (24) y (25) se acercan más rápido al valor máximo de energía en valores de intensidad de 10 y 20  $\text{mm h}^{-1}$  en escala logarítmica, mientras que la ecuación (22) alcanza la energía máxima un

poco después, en el espacio de valores entre 20 y 30 mm h<sup>-1</sup>, es decir que alcanza la asíntota de  $EC_{max}$  más rápido.

Salles et al. (2002) destacaron dos características de la relación entre el contenido de energía cinética y la intensidad de la lluvia de las muchas gráficas de dispersión  $EC_{mm} - R$  reportadas (Rosewell, 1986, Kinnell, 1987, McIsaac, 1990, Azevedo y Pereira, 1995):

- Los puntos de datos  $EC_{mm} - R$  están muy dispersos a bajas intensidades de precipitación.
- En consecuencia, el ajuste de la ecuación está controlado por unos pocos puntos de datos para lluvias de alta intensidad, lo que resulta en una incertidumbre muy grande y predicciones poco confiables.

Ambas características estén presentes en los resultados obtenidos, y estas pueden verse influidas por el tipo de evento de lluvia, la distribución por tamaños de las gotas de lluvia y de las condiciones del viento, que (como se mencionó) puede afectar la velocidad terminal de las gotas de lluvia (Salles et al., 2002; Lim et al., 2015).

#### 5.6. Relación entre momento e intensidad de precipitación

La relación entre el momento ( $M$ ), y la intensidad de la lluvia ( $R$ ) puede expresarse de diversas formas, tal como sucede con la  $EC$ . Una de ellas es correlacionar el flujo de momento; es decir, la suma de momento de las gotas que atraviesan por unidad de área en un periodo de tiempo (en kg s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, o N m<sup>-2</sup>), con  $R$  tal como se muestra en la Figura 19.

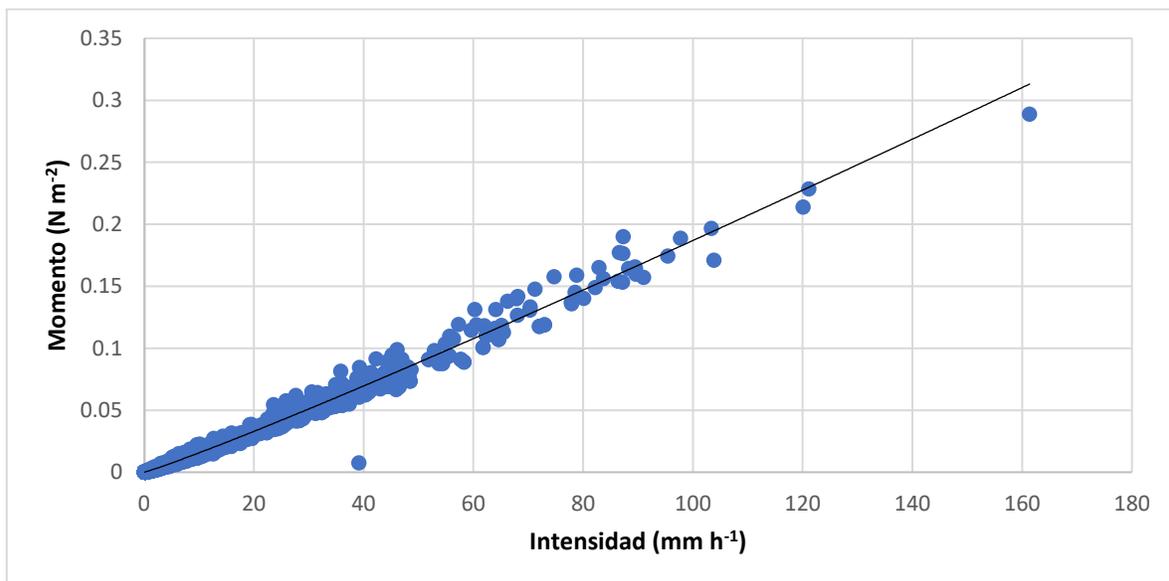


Figura 19.- Diagrama de dispersión del flujo de momento en función de la intensidad de precipitación para los 4090 puntos de datos observados que corresponden a registros de un minuto. La línea continua representa el ajuste a la relación de ley de potencia obtenida (ver detalles en el texto).

La solución óptima al modelo de  $M - R$  se obtuvo utilizando la forma de una ecuación de ley de potencias, con el 95% de confianza y se obtuvieron los siguientes coeficientes:

$$M = 0.00129 * R^{1.078} \quad r^2 = 0.99 \quad (26)$$

El mejor ajuste para la relación de  $M - R$  es el modelo de potencia, en el que se observa que el momento aumenta con la intensidad. El valor máximo de flujo de momento obtenido fue de  $0.28875 \text{ kg kg m s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ . El comportamiento para la variación de intensidades es el mismo: se observa que la mayoría de los valores de momento se encuentran estrechamente alrededor de la línea de regresión, con menos dispersión que en la relación  $EC_{mm} - R$ , lo que se manifiesta al comparar los valores del coeficiente de determinación para los ajustes de las ecuaciones (25) y (26).

La velocidad terminal de las gotas de lluvia depende en gran medida de las condiciones del viento localizadas (Kinnell, 1976, Joss y Waldvogel, 1977); por lo tanto, el indicador del momento (el producto de la masa y la velocidad de las gotas de lluvia) tiene una incertidumbre mucho menor asociada con la velocidad terminal medida en comparación con la  $EC_{mm}$  obtenida utilizando la velocidad al cuadrado.

Las relaciones  $EC_{mm} - R$  y  $M - R$  de este trabajo pueden servir como una parte inicial para las investigaciones de erosividad en Chamela. Sin embargo, para cada región con diferencias topográficas es necesaria una relación nueva.

## 6. Conclusiones

En el presente trabajo se reporta el análisis de las mediciones microfísicas de la lluvia para estudiar las relaciones de la energía cinética y el momento con la intensidad de la precipitación ( $R$ ) de la lluvia. Los datos microfísicos se recopilaron del Observatorio Atmosférico Chamela, Jalisco, utilizando un disdrómetro óptico y un pluviómetro de apoyo entre 2015 y 2016. Se calcularon dos índices de erosividad,  $EC_{mm}$  y  $M$ , y las relaciones entre  $EC_{mm} - R$  y  $M - R$  se derivaron de la adaptación a un modelo funcional existente.

Las comparaciones entre PWS100 y las mediciones del pluviómetro mostraron que los instrumentos ópticos generalmente detectan una mayor cantidad de agua respecto a los pluviómetros de balancín utilizados. Esto se atribuye a la capacidad del PWS100 de medir la duración de los eventos de lluvia desde la primera hasta la última gota de lluvia, lo que también permite que el PWS100 detecte mejor la lluvia ligera que los pluviómetros.

Las distribuciones por tamaños de gotas explican la forma competitiva de crecimiento de las gotas de lluvia.

Los resultados de las comparaciones de la velocidad de caída de las gotas de lluvia del PWS100 contra la teórica ajustada por Beard (1976), mostraron que existe una variación de la velocidad de caída de las gotas explicado por dos factores importantes: la intensidad del viento horizontal y el cambio de la densidad del aire.

El mejor ajuste para la relación de  $EC_{mm} - R$  fue con un modelo exponencial, con un coeficiente de determinación muy alto. Los datos de esta de  $EC_{mm}$  mostraron una gran dispersión a valores de intensidad de lluvia baja (el 80% de los periodos analizados tienen una  $R < 5.4 \text{ mm h}^{-1}$ ). Aunque existen más métodos que pueden dar un mejor ajuste a los datos, los resultados obtenidos en esta tesis pueden compararse con otros trabajos previos y dan certidumbre a las observaciones realizadas con los instrumentos en la plataforma de observación y permiten cumplir con los objetivos planteados para este proyecto.

En la relación de  $M - R$  la ecuación se ajustó bien a la mayoría de las intensidades de lluvia y la incertidumbre asociada a esta relación es mucho menor que a la anterior ya que la dispersión de los datos es muchísimo menor a la obtenida para  $EC_{mm} - R$ , y el coeficiente de correlación obtenido es de casi la unidad. Se sugiere que el momento es un índice que se ajusta con mucha menor incertidumbre que el índice de  $EC_{mm}$ ; sin embargo, se pierde mucha información física respecto al proceso de erosividad.

## 7. Bibliografía

Abrahams, A.D., Parsons, A.J., Luk, S.H., 1991. The effect of spatial variability in overland-flow on the downslope pattern of soil loss on a semiarid hillslope, southern Arizona. *Catena* 18, 255–270.

Angulo-Martínez, M., Beguería, S., Kysel'ý, J., 2016. “Use of disdrometer data to evaluate the relationship of rainfall kinetic energy and intensity (KE-I)”, *Science of the Total Environment*, vol. 568, 83-94, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.05.223>

Azevedo, C., Pereira T., 1995. “Characterization of raindrop size distributions at the Vale Formoso Experimental Erosion Center”. *Catena*, vol. 25, 87-197. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(95\)00009-H](https://doi.org/10.1016/0341-8162(95)00009-H)

Beard, K.V., 1976. “Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft”. *Journal Atmos. Sci.* vol. 33, 851–864. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033b0851:TVASOCN2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033b0851:TVASOCN2.0.CO;2).

Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S.K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens, and X.Y. Zhang, 2013, Clouds and aerosols. In *Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Doschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley, Eds. Cambridge University Press, 571-657, doi:10.1017/CBO9781107415324.016.

Blanchard, D. C., 1953. “Raindrop size-distribution in Hawaiian rains”. *Journal of the atmospheric sciences*, vol.10, 457-473. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1953\)010<0457:RSDIHR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1953)010<0457:RSDIHR>2.0.CO;2).

Blum, W.E.H., Warkentin, B.P., Frossard, E., 2013, “Soil, human society and the environment: Function of Soils for Human Societies and the Environment”, *Geological Society of London, Special Publication* 266, 1–8, 2041-4927, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.26>.

Brodie, I., Rosewell, C., 2007. “Theoretical relationships between rainfall intensity and kinetic energy variants associated with stormwater particle washoff”, *Journal of Hydrology*, vol. 30, 40 – 47. Doi:10.1016/j.jhydrol.2007.03.019

Camilloni, I., Vera, C., 2012. “El aire y el agua en nuestro planeta”, Eudeba - Editorial Universitaria de Buenos Aires, Argentina. ISBN: 9502314670.

Carter, C.E., Greer, J.D., Braud, H.J., Floyd, J.M., 1974. “Raindrop characteristics in south central United States”. *Trans. ASAE* vol. 17, 1033–1037.

Carrollo, F. G., Ferro, V., Serio, M. A. 2018. “Predicting rainfall erosivity by momentum and kinetic energy in Mediterranean environment”, *Journal of hydrology*. Vol. 560, 173-183.

Cerro, C., Bech, J., Codina, B., Lorente, J. 1998. “Modeling Rain Erosivity Using Disdrometric Techniques”, *Soil Science Society of America Journal* vol. 62, 731–735.

Comes, R.A., Caranti, G.M., Krehbiel, P.R., 1995. “On the relation of the terminal fall speed of hydrometeors to environmental conditions and particle size and density”. *Atmos. Res.* 39, 69-77. doi: 10.1016/0169-8095(94)00056-J.

De Roo, A., Wesseling, C., Ritsema, C., 1996. "LISEM: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: theory, input and output". *Hydrol. Process.* vol.10, 1107–1117.

Ellison, W.D., 1945. "Some effects of raindrops and surface-flow on soil erosion and infiltration" *Trans. Geophys. Union*, vol. 26, 415-429. <https://doi.org/10.1029/TR026i003p00415>.

Elwell, H.A., 1978. "Modeling soil losses in southern Africa", *J. Agric. Engineering Res.* vol. 23, 117-127.

Estación de Biología Chamela IBUNAM, (28 de mayo 2019). Recuperado de <http://www.ib.unam.mx/chamela/>

Fernández-Raga, M., Palencia, C., Keesstra, S., Jordán, A., Fraile, R., Angulo-Martínez, M., Cerdà, A., 2017. "Splash erosion: A review with unanswered questions". *Earth-Science Reviews* 171, 463–477.

Fornis, R. L., Vermeulen, H. R. Nieuwenhuis, J. D. 2005. "Kinetic energy–rainfall intensity relationship for Central Cebu, Philippines for soil erosion studies", *Journal of Hydrology*, vol. 300, 20–32.

Fu, S., Liu, B., Liu, H., Xu, L., 2011. "The effect of slope on interrill erosion at short slopes". *Catena* 84, 29–34.

Ghadir, H., Payne, D., 1988. "The formation and characteristics of splash following raindrop impact on soil", *Journal of Soil Science*, vol. 39, 563-575. doi: 10.1111/j.1365-2389.1988.tb01240.x

Hudson, N. W. 1971. "Soil Conservation". Cornell University Press, Ithaca. New York.

Installation guide, Rain Gauge Texas Electronics TR-525M (12 febrero de 2019), recuperado de: <https://www.licor.com/documents/yl6spnddf3dpird5isld>

Instituto de Biología, (28 de mayo del 2019). Recuperado de <http://www.ibiologia.unam.mx/ebchamela/www/geningocha.html>

Jones, B. K., J. R. Saylor, and L. F. Bliven, 2003," Single camera method to determine the optical axis position of ellipsoidal drops," *Appl. Opt.*, vol. 42, 972–978.

Kinnell, P. I. A. 1976. "Some observations of the Joss-Waldvogel rainfall disdrometer", *Journal Applied Meteorology.*, 15,499-502.

Kinnell, P. I. A. 1981. "Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction", *Soil Science Society of America Journal*, vol. 45, 153–155.

Kinnell, P. I. A. 1987. "Rainfall kinetic energy in eastern Australia: intensity-kinetic energy relationships for Canberra, A.C.T.", *Australian Journal of Soil Research.* 25:547-553.

Lamb, D. & Verlinde, J., 2007, "Physics and Chemistry of Clouds", Cambridge University Press, 1st Ed, UK, 139-202.

León, A., Hernández, A., Garrido, M., y Andalia, A., 2013. “Captación de lluvia con pluviógrafos de cubeta y su postprocesamiento. Ingeniería Hidráulica y Ambiental”. 34. 73-87. Recuperado de: [https://www.researchgate.net/publication/262662612\\_Captacion\\_de\\_lluvia\\_con\\_pluviografos\\_de\\_cubeta\\_y\\_su\\_postprocesamiento](https://www.researchgate.net/publication/262662612_Captacion_de_lluvia_con_pluviografos_de_cubeta_y_su_postprocesamiento)

Lim, Y.S., Kim, J.K., Kim, J.W., Park, B.I., Kim, M.S., 2015, “Analysis of the relationship between the kinetic energy and intensity of rainfall in Daejeon, Korea”, *Quaternary International*, vol. 384, 107-117. doi:10.1016/j.quaint.2015.03.021

Maderey, R.E., Jiménez, R.A., 2005. “Principios de Hidrogeografía. Estudio del Ciclo Hidrológico”. Geografía para el siglo XXI. Núm 1. [http://www.igeograf.unam.mx/sigg/utilidades/docs/pdfs/publicaciones/geo\\_siglo21/serie\\_tex\\_uni/G\\_S\\_XXI\\_Principios\\_de\\_hidrogeograf%C3%ADa\\_portada.pdf](http://www.igeograf.unam.mx/sigg/utilidades/docs/pdfs/publicaciones/geo_siglo21/serie_tex_uni/G_S_XXI_Principios_de_hidrogeograf%C3%ADa_portada.pdf)

Marshall, J. S., Palmer, W. M. K. 1948. “The distribution of raindrops with size”. *Journal of meteorology*, vol. 5, 165–166.

McIsaac, G.F., 1990. “Apparent geographic and atmospheric influences on raindrop sizes and rainfall kinetic energy”. *Journal Soil Water Conserv.*, vol. 45, 663–666.

Montero-Martínez, G., García-García, F., 2016. “On the behaviour of raindrop fall speed due to wind”. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 142, pp. 2013-2020. doi:10.1002/qj.2794

Montero-Martínez, G., García-García, F., Arenal-Casas, S., 2020. “The change of rainfall kinetic energy content with altitude”. *Journal of Hydrology*. Vol. 584, 124685. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124685>.

Montero-Martínez G., Torrez-Pérez E. F., García-García F., 2016, “A comparison of two optical precipitation sensors with different operating principles: The PWS100 and the OAP-2DP.” *Atmospheric Research*, vols. 178-179, 550-558, <http://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.05.007>.

Morgan, R.P.C., 2005. “Soil Erosion and Conservation”, *European Journal of soil science*, vol. 56, 681-687. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.0756f.x>.

Morgan, R. P. C.; Quinton, R. E.; Smith, G.; Govers, J. W. A.; Poesen, K.; Auerswald, G.; Chisci, D.; Torri, y Styczen, M. E. 1998. “The European Soil Erosion Model (EUROSEM): A dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments.” *Earth Surface Processes and Landforms* vol. 23, 527-544.

Ordoñez, G.J., 2011. “Ciclo Hidrológico”, *Cartilla Técnica*. Lima, Perú. [https://www.gwp.org/globalassets/global/gwpsam\\_files/publicaciones/varios/ciclo\\_hidrologico.pdf](https://www.gwp.org/globalassets/global/gwpsam_files/publicaciones/varios/ciclo_hidrologico.pdf)

Park, S. W., Mitchell, J. K., Bubenzer, G. D. 1980. “An analysis of splash erosion mechanics. Proceedings of the ASAE 1980. Winter Meeting, paper 80-2502.

Petan, S., Rusjan, S., Vidmar, A., Mikos, M., 2010. “The rainfall kinetic energy–intensity relationship for rainfall erosivity estimation in the Mediterranean part of Slovenia.” *J. Hydrol*, vol. 391, 314-321. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.031.

PWS100 Present Weather Sensor “Instruction Manual”, Campbell Scientific, Inc., 2012.

Rain Gauge, Texas Electronics TR-525M, 29 de mayo de 2019), recuperado de:  
<https://www.licor.com/documents/yl6spnddf3dpird5isld>

PWS100 Present Weather Sensor, "Instruction Manual", Campbell Scientific, Inc., 2015.. Revision 9/15. Logan, Utah. Recuperado de <https://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/pws100.pdf>.

Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., y Yoder, D.C., coordinators. 1997. "Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)." USDA, Agriculture Handbook no. 703, 404.

Rose, C., W., 1960. "Soil detachment caused by rainfall. " *Soil Sci.* vol. 98, 28-35.

Rosewell, C.J., 1986, "Rainfall kinetic energy in eastern Australia", *Journal of Climate and Applied Meteorology.*, vol.25, 1695-1701

Salles, C., Poesen J., 2000 "Rain properties controlling soil splash detachment", *Hydrology. Process.*, vol. 14, 271-282

Salles, C., Poesen, J., Sempere-Torres D., 2002, "Kinetic energy of rainfall and its functional relationship with intensity " *Journal. Hydrology.*, vol. 257, 256-270

Sanchez-Moreno, J. F., Mannaerts, C, M., Jetten, V., Löffler –Mang, M., 2012, "Rainfall kinetic energy–intensity and rainfall momento–intensity relationships for Cape Verde", *Journal of Hydrology*, vol 454-455, 131 – 140

Sempere, D., 1994, "La lluvia como agente erosivo: formación distribución, erosividad e intercepción, Ingeniería Hidráulica en México", vol. IX, núm. 2, 5-18.

Sempere-Torres, D., Salles, C., Creutin, J. D., Delrieu, G. 1992. "Quantification of soil detachment by raindrop impact: performance of classical formulae of kinetic energy in Mediterranean storms" in:

Sharma,P. P., Gupta, S. C., 1989. "Sand detachment by single raindrops of varying kinetic energy and momentum". *Soil Science Society of America Journal*, vol. 53, 1005-1010  
<https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300040003x>

Sloneker, L. L., Olson, T. C., Moldenhauer, W. C., 1976. "Effect of pore water pressure on sand splash". Vol. 40, 948-951. <https://doi.org/10.2136/sssaj1976.03615995004000060037x>

Testik, F.Y., Barros, A.P., 2007. "Toward elucidating the microstructure of warm rainfall: A survey", *Rev. Geophys.*, 45, RG2003, doi:10.1029/2005RG000182.

Torri, D., Poesen, J., 1992. "The effect of soil surface slope on raindrop detachment". *Catena*. Vol. 19, 561–578.

Torres Pérez, E. 2018, "Estudio del desempeño de un disdrómetro óptico", Licenciatura. Facultad de Ciencias, UNAM. Recuperado de: <http://132.248.9.195/ptd2018/abril/0772949/Index.html>

TR-525 Series Rainfall Sensors User's Manual, (12 febrero de 2019), recuperado de: [http://texaselectronics.com/media/mconnect\\_uploadfiles/t/r/tr-525i\\_rainfall\\_user\\_s\\_manual.pdf](http://texaselectronics.com/media/mconnect_uploadfiles/t/r/tr-525i_rainfall_user_s_manual.pdf)

Van Dijk, A. I. J. M., Bruijnzeel, L. A., & Rosewell, C. J., 2002, "Rainfall intensity - rainfall kinetic energy relationships: a critical literature appraisal". *Journal of Hydrology*. Vol. 261, 1-23. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00020-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00020-3).

Ujilenhoet, R., Stricker, J.N.M., 1999. "A consistent rainfall parameterization based on the exponential raindrop size distribution." *Journal of Hydrology*. Vol. 218, 101–127.

Wallace, J.M., Hobbs, P.V., 2006. *Atmospheric Science: an introductory survey*. Academic Press, 2a. Ed., Canada.

Wischmeier, W. H., Smith, D., 1958. "Rainfall energy and its relationship to soil loss." *Eos, Transactions American Geophysical Union*. Vol.39, 285-291.

Young, R. A., Wiersma, J.L., 1973. "The role of rainfall impact in soil detachment and transport", *Water resources research*. Vol. 9, 1629-1636. <https://doi.org/10.1029/WR009i006p01629>.