



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

COMPORTAMIENTO DE LA VELOCIDAD
DE CAÍDA DE GOTAS DE LLUVIA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
**DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)**

P R E S E N T A :
GUILLERMO MONTERO MARTÍNEZ

JURADO EXAMINADOR:

- 1) DR. FERNANDO GARCÍA GARCÍA (DIRECTOR DE TESIS)
- 2) DR. DARREL BAUMGARDNER GIBSON (PRESIDENTE)
- 3) DR. MICHEL ROSENGAUS MOSHINSKY (VOCAL)
- 4) DR. RAYMOND A. SHAW (SUPLENTE)
- 5) DRA. MARÍA DEL SOCORRO MEDINA VALLES (SUPLENTE)



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ÍNDICE

Agradecimientos.	i
Resumen.	v
<i>Abstract.</i>	vi
Capítulo 1	1
Introducción	
1.1.- El proceso de precipitación mediante el proceso de lluvia caliente.	1
1.2.- Objetivo.	6
1.2.1.- Hipótesis.	7
1.2.2.- Objetivo General.	7
1.2.3.- Objetivos específicos.	7
1.3.- Metodología de estudio.	8
Capítulo 2	9
Comportamiento dinámico de las gotas de lluvia	
2.1.- Velocidad terminal.	9
2.2.- Morfología de las gotitas y gotas de lluvia.	13
2.3.- Importancia de la velocidad en las interacciones de gotas.	14
2.4.- Relación entre distribución por tamaños y velocidad vertical.	16
Capítulo 3	18
Desviaciones de los valores de velocidad terminal de gotas de lluvia respecto al valor de velocidad terminal durante eventos naturales de lluvia	
3.1.- Marco teórico.	18
3.2.- Turbulencia.	19
3.3.- Interacciones entre gotas	22
3.4.- Succión por captura en la estela de la gota precedente.	23
Capítulo 4	29
Mediciones de velocidad terminal de gotas de lluvia	
4.1.- Instrumentos de medición de velocidad terminal de gotas de lluvia.	30
4.1.1.- Disdrómetros electromecánicos.	30
4.1.2.- Precipitation Occurrence Sensor System (POSS).	31
4.1.3.- Video disdrómetro de dos dimensiones (2DVD).	32
4.1.4.- Pluvioespectrómetros con procesamiento de imágenes.	33
4.1.5.- Espectropluviómetros y disdrómetros ópticos.	33
4.1.6.- Espectrómetros de arreglo óptico (de diodos).	34
4.2.- Obtención de datos microfísicos de lluvia con dos espectrómetros ópticos (2DC y 2DP) en una plataforma fija.	36
4.3.- Otras consideraciones finales para la metodología de muestreo de gotas de precipitación con espectrómetros OAP-2D instalados en plataformas fijas.	41

4.4.- Análisis de errores para las mediciones de velocidad terminal de gotas de lluvia con el espectrómetro de arreglo óptico 2DP.	44
Capítulo 5	48
Observaciones de velocidad terminal de gotas de lluvia	
5.1.- Resultados de velocidad terminal de gotas de lluvia.	51
5.2.- Distribución de velocidades de caída de gotas durante eventos de precipitación.	59
Capítulo 6	66
Discusión de resultados de mediciones de velocidad de caída de gotas de lluvia durante eventos de precipitación	
6.1.- Turbulencia.	66
6.2.- Interacciones entre gotas.	68
6.3.- Efecto de estela por gotas precedentes.	74
Capítulo 7	78
Implicaciones de las fluctuaciones de velocidad de caída de las gotas	
7.1.- Variación de la distribución por tamaños de gotas calculados con los OAPs.	78
7.2.- Variación de la distribución por tamaños de gotas en disdrómetros electromecánicos por la diferencia de momentum.	80
7.3.- Procesos de colisión-coalescencia-rompimiento de gotas.	87
Capítulo 8	90
8.1.- Conclusiones.	90
8.2.- Trabajo futuro.	91
Lista de Variables	92
Referencias.	94

Agradecimientos.

Institucionales

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al personal (tanto académico como administrativo) del Centro de Ciencias de la Atmósfera.

A la Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra por su apoyo en cada una de las etapas de esta investigación, para la asistencia a congresos, cursos, estancias de investigación e impresión y encuadernado de esta tesis.

Al Consejo Técnico de la Investigación Científica por el otorgamiento de la comisión que permitió el desarrollo de esta investigación.

Al personal de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) y del Programa de Apoyos para la Superación del Personal Académico de la UNAM (PASPA) por el apoyo otorgado durante el transcurso de la investigación que se refleja en esta tesis.

A Dr. Carlos Gay García y Dr. María Amparo Martínez Arroyo, por el tiempo otorgado en las diferentes gestiones que permitieron la conclusión de esta tesis.

A Dr. Ernesto dos Santos Caetano Neto, miembro del Comité Tutorial, por su ayuda y participación en todo este camino.

A Dr. Jorge Zavala Hidalgo, Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda y Dr. Léster Augusto Alfonso Díaz, miembros del jurado de Examen de Candidatura, por su disposición e interés en mi trabajo.

A Dr. Darrel Baumgardner Gibson, Dr. Michel Rosengaus Moshinsky, Dr. María del Socorro Medina Valles y Dr. Raymond Shaw, sinodales y miembros del jurado de Examen de Obtención de Grado, por sus sugerencias y observaciones durante la revisión del presente trabajo.

A Dr. Fernando García García, asesor, por su constante apoyo e interés en mi trabajo diario. Por sus consejos y consejos que han enriquecido mi desarrollo profesional.

A Ing. Wilfrido Gutiérrez López, Ing. León Manuel García Espinosa e Ing. Jorge Antonio Escalante González, del Laboratorio de Electrónica del CCA, Ing. Alfredo Rodríguez Manjares y Biol. Miguel Angel Meneses Pérez, del Taller Mecánico del CCA, por el apoyo en la logística que hacen posible nuestras mediciones de lluvia y ahora se reflejan en este trabajo.

A Ing. Víctor C. Zarraluqui Such, por su paciencia y comentarios mostrados durante el trabajo diario.

Personales

Quiero expresar mi agradecimiento

a mis padres, José Luis Montero Gil y Rosa Martínez Caballero, por sus enseñanzas;

a Martín José, María Margarita y María del Carmen Montero Martínez, mis hermanos, por el maravilloso tiempo y compañía que me han brindado;

de manera especial a mi esposa, Karina Cervantes de la Cruz, por su cariño, apoyo y comprensión y por tu decisión de compartir nuestras vidas;

a mi abuela, Manuela Caballero, y mis tías Margarita y Remedios Martínez y a las familias Martínez y Montero, por las atenciones hacia mi y mi familia;

a Blanca Rosa, Jorge Izcoatl, Owiris Salvador Cervantes de la Cruz, Marco Antonio Castañón, Joaquina, Juan y Yanny Cervantes y a la tía Lupe por su alegría al recibirme;

a Jorge Cervantes y María Rosa de la Cruz por su amistad y confianza otorgadas al entrar en su familia;

a Fernando García por el tiempo y apoyo diarios durante nuestras jornadas, por integrarme al personal de la UNAM y brindarme la oportunidad de seguir aprendiendo;

a Víctor Zarraluqui por tu amistad;

a Lupita Dávalos, Nelda Treviño – mis ‘hijas’ – y Donají García – ‘nieta’ – por los buenos momentos que hemos compartido en familia;

y a Elda Luyando, Araceli Barrera y Eleonora Salinas por la amistad que nos has brindado a Karis y a mi.

I wish to thank to my friends Raymond Shaw and Alex Kostinski for your constructive advices and discussions during the development of this work.

*En cierta ocasión salió el diablo a pasear con un amigo.
De pronto vieron ante ellos a un hombre que
estaba inclinado sobre el suelo tratando de recoger algo.*

“¿Qué busca ese hombre?”, le pregunto al diablo su amigo.

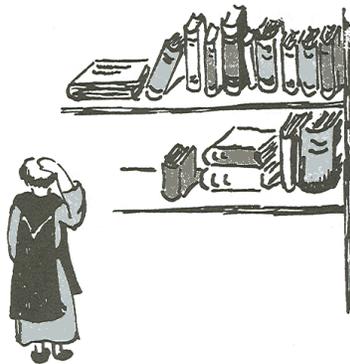
“Un trozo de Verdad”, le respondió el diablo.

“¿Y eso no te inquieta?”, volvió a preguntar el amigo.

“Ni lo más mínimo”, respondió el diablo.

“Le permitiré que haga de ello una creencia religiosa”.

Anthony de Mello. *El canto del pájaro.*





Resumen.

Durante el presente trabajo se muestran los resultados de mediciones microfísicas de lluvia durante eventos de precipitación mediante el uso de dos espectrómetros de arreglo óptico colocados sobre plataformas fijas y orientados en posición vertical. Las mediciones fueron realizadas en las instalaciones del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Nacional Autónoma de México (2280 m sobre el nivel del mar) en el transcurso de tres campañas de medición en los años 2002, 2004 y 2006. En particular, y con el objetivo de minimizar algunos de los procesos que pudieran complicar la explicación de los resultados (como la turbulencia del aire), se hace énfasis en los resultados de estimación de velocidad de caída de las gotas en periodos de muestreo con valores de velocidad de viento horizontal menores que 2 m s^{-1} .

Los resultados del promedio de velocidad de caída de gotas de lluvia obtenidos con los dos espectrómetros (2DC y 2DP) midiendo en diferente rango de tamaño muestran desviaciones respecto a los valores teóricos de velocidad terminal (v_t) calculados mediante el esquema propuesto por Beard (1976). Dichas desviaciones son positivas (valores más grandes que el teórico) para gotas menores a $500 \mu\text{m}$ de diámetro y aumentan con la intensidad de la precipitación del periodo analizado. En el presente trabajo se descarta la posibilidad de que las desviaciones sean un efecto de error instrumental o de metodología. Además, también existen mediciones de velocidad de caída de gotas del mismo tamaño similares a su correspondiente v_t durante el mismo periodo de medición junto con otras gotas cayendo con velocidad diferente. Con base en un marco teórico, el análisis de los resultados permite concluir que el rompimiento de gotas grandes es el proceso más probable que explica la observación de la mayoría de gotas superterminales de $D < 0.5 \text{ mm}$ durante eventos de lluvia. Por otro lado, también se observaron valores de promedio de velocidad menores a v_t para gotas en el rango de $D > 1 \text{ mm}$.

La consideración de estas gotas superterminales puede alterar las estimaciones de intensidad de precipitación y de las distribuciones por tamaños de gotas realizadas con otros instrumentos como los disdrómetros electromecánicos o radares Doppler, especialmente cuando éstos últimos son orientados verticalmente.

Abstract.

This study presents the results from microphysical measurements of natural rain events gathered using two optical array probes fixed at the ground in a vertical orientation. Microphysical data were obtained at the building of the Centro de Ciencias de la Atmósfera in the campus of the Universidad Nacional Autónoma de México (2280 masl) during 2002, 2004 and 2006. The data presented here were restricted to calm conditions, i.e., maximum horizontal wind speed of 2 m s^{-1} .

The results of the mean raindrop fall velocity obtained from the two devices (2DC and 2DP) show deviations from the mean fall-speed respect to theoretical values of terminal speed (v_t) predicted by Beard (1976). Such deviations are positive (larger than theoretical value) for drops with diameter size smaller than $500 \mu\text{m}$ and become larger as the rainfall rate increases. The possibility for the discrepancies are produced by instrumental and methodology errors was study. During the measurements, it was observed the occurrence of drops falling with values close to v_t at the same time than other falling faster (super-terminal drops). The results obtained from the analysis allow to conclude that breakup of large drops seems to be the best explanation for the origin of these super-terminal drops.

The consideration of super-terminal drops may produce changes in the estimation of raindrop size distributions and rainfall intensity obtained with other instruments such as disdrometers or in the calculated breakup kinetic energy used, for example, in erosion effects studies.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 El proceso de precipitación mediante el proceso de lluvia caliente.

Las nubes y la precipitación, dos de los elementos más relevantes entre los fenómenos del tiempo meteorológico y el clima, pueden presentarse en muy diversas formas y tamaños. La formación y disipación de las nubes están íntimamente relacionadas con movimientos del aire en donde la convección tiene especial importancia. El proceso de la precipitación es fundamental en el ciclo del agua y, además de la radiación solar, uno de los agentes de variabilidad natural más importantes en la hidrología del planeta. La forma en como los procesos de precipitación son entendidos y caracterizados es fundamental no sólo en modelos numéricos, sino también en la interpretación de los datos de precipitación obtenidos con diferentes plataformas de observación (radares) y muestreo (pluviómetros y otros instrumentos ópticos). Es natural pensar que la microfísica de la precipitación cambia espacial y temporalmente. Esto es que la distribución por tamaños de gotas durante un evento de precipitación evoluciona en el tiempo y en el espacio dependiendo de su intensidad y del estado de madurez del evento (Pruppacher y Klett, 1997). Durante eventos de intensidades pequeñas es poco frecuente la presencia de gotas que exceden los dos milímetros de diámetro. En contraste, durante tormentas intensas es común la presencia de gotas con diámetros mayores a los tres milímetros (Willis, 1984), las cuales pueden provenir de la fusión de partículas de hielo durante su caída a partir de la base de la nube. Además, se ha observado que los espectros de gotas de lluvia pueden presentar un comportamiento multimodal en el diámetro de las partículas. Existe una gran cantidad de estudios que detallan los procesos de formación de gotas de lluvia, por lo cual en este trabajo sólo se mencionarán algunos de ellos.

El ascenso de una parcela de aire húmedo puede disminuir su temperatura del aire hasta producir un cambio de fase del vapor de agua contenido en ella (saturación). Sin embargo, la disminución de la temperatura de la parcela no es suficiente para que una nube se forme. Otra condición para la formación de nubes en la atmósfera es la presencia de pequeñas partículas en el aire, llamadas *núcleos de condensación de nube* (CCN, por sus siglas en inglés), sobre cuya superficie se van depositando las moléculas de agua para que ocurra el cambio de fase (Mason, 1972). Los cambios de fase del agua son de primordial importancia en la física de nubes. Una característica de los cambios de fase es que no ocurren de manera

continua, sino que lo hacen mediante el proceso de *nucleación*. Si se tiene una parcela de aire húmedo, la cual contiene pequeñas partículas suspendidas en su seno, y se enfría poco a poco, la saturación del aire con respecto al vapor de agua va aumentando. Si se sigue enfriando la parcela, se dice que el aire se sobresatura y el vapor de agua comienza a condensarse sobre las partículas en el aire (*nucleación heterogénea*). En este caso, la sobresaturación requerida para que ocurra el cambio de fase es mucho menor que en el caso sin la presencia de otras sustancias (Fletcher, 1962). El resultado de la *condensación del vapor de agua* en la atmósfera es la formación de un gran número de gotitas de agua líquida (de diámetros menores a 0.02 milímetros, mm) cuyo tamaño es lo suficientemente pequeño como para permanecer suspendidas en el aire. La diferencia de tamaño entre las gotitas formadas por condensación y las gotas de lluvia sugiere que el *proceso de condensación* no es el único responsable de la producción de lluvia.

Cuando la nube se ha formado por la condensación del vapor de agua sobre los núcleos de condensación de nube, se tiene dentro de la parcela un gran número de pequeñas gotitas de agua líquida con diferentes tamaños. Si la nube ha de producir alguna precipitación, algunas de las gotitas en el interior deben incrementar su volumen en un factor de 10^3 a 10^6 durante el tiempo de vida de la nube (Pruppacher, 1981) el cual es menor que, en promedio, una hora. Los cálculos realizados indican que tomaría mucho tiempo para que una gotita creciera por condensación hasta alcanzar el tamaño suficiente (0.2 mm de diámetro) para precipitar.

Cuando un objeto (una gota de agua líquida) cae en un fluido (aire), experimenta una fuerza de resistencia del fluido F_D , que se opone directamente a la fuerza de gravedad mg y que es directamente proporcional a la velocidad del objeto (Figura 1.1).

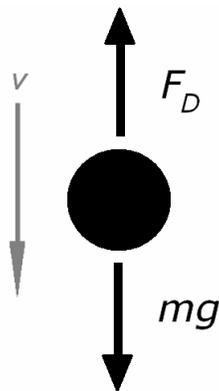


Figura 1.1. Esquema de un objeto cayendo a través de un fluido.

Si se aplica la segunda ley de Newton, se observa que $\Sigma F = mg - f(d,v)$, en donde m es la masa del objeto y g es la aceleración de la gravedad. $f(d,v)$ es la fuerza de resistencia al movimiento del objeto y es función tanto de la velocidad v como del tamaño (o su dimensión característica) del mismo d . Cuando la velocidad a la que se mueve el cuerpo es baja, f es proporcional al producto $v*d$, pero a valores de velocidad más grandes f es proporcional a v^2*d^2 , como se detallará más adelante en el Capítulo 2. En el instante en que la fuerza de resistencia F_D y el peso del objeto son iguales, el cuerpo cae con una aceleración igual a cero y alcanza su **velocidad terminal** v_t .

La distribución por tamaños de las gotitas de nube es predeterminada, principalmente, por los tamaños y la composición de las partículas que conforman los núcleos de condensación de nube y por el valor máximo de la sobresaturación del aire. El concepto de *distribución por tamaños*, o espectro, de gotas es fundamental en el estudio de la microfísica de nubes y el desarrollo de lluvia. La definición formal de este concepto puede expresarse como el número de gotas de cierto tamaño, expresado como diámetro D , contenidas en un volumen de aire. Esta diferencia en los tamaños de las gotitas implica que, debido a su masa, la velocidad a la que caen también sea diferente: las gotitas más grandes caerán con mayor velocidad respecto a las más pequeñas (el valor de la fuerza gravitacional debe ser balanceado por la resistencia ejercida por el fluido). Debido a esto, y a otros factores tales como la turbulencia generada por el movimiento del aire dentro de la parcela, se producen colisiones entre las gotitas en el interior de la nube. Algunos de estos choques pueden hacer que las gotitas se unan para generar una de tamaño más grande (coalescencia). Este proceso de *colisión-coalescencia* acelera el crecimiento de las gotitas de tal manera que se producen gotas con tamaño (o masa) suficiente para que ya no puedan estar suspendidas por las corrientes de aire y comiencen a caer hacia la superficie. La turbulencia en el interior de las nubes hace suponer que ésta tendrá un efecto en la colisión de las partículas, particularmente en el caso de nubes desarrollándose en sus primeras etapas. Existen algunos mecanismos propuestos para investigar el efecto de la turbulencia del aire en los procesos de formación de las nubes. No obstante, la complejidad del problema hace difícil un entendimiento de manera satisfactoria de los efectos producidos por la turbulencia en los procesos de colisión-coalescencia (Pruppacher y Klett, 1997; Vaillancourt y Yau, 2000; Shaw, 2003).

La tasa a la cual las gotitas crecen en el interior de la nube depende de la eficiencia con la cual las gotitas chocan y de la eficiencia de coalescencia de aquellas gotitas que chocaron y permanecen unidas (Pruppacher, 1981). La eficiencia de

colisión es un parámetro que depende fuertemente del tamaño de las gotitas, tanto colectora como la que se pretende colectar, y de sus velocidades relativas, entre otros factores como la densidad y viscosidad del aire. Las interacciones observadas pueden clasificarse en tres categorías (Montgomery, 1971):

1. Las gotitas chocan, se deforman y se unen de forma permanente.
2. Las gotitas chocan y se separan inmediatamente, sin que pueda apreciarse una coalescencia momentánea. Este caso es considerado un problema de expulsión de la película de aire atrapada entre las superficies de las gotitas involucradas, especialmente si su tamaño les permite deformarse fácilmente. Además, también deben tenerse en cuenta las velocidades relativas de las gotitas involucradas y el ángulo de impacto entre las mismas (Pruppacher y Klett, 1997).
3. Las gotitas chocan, permanecen unidas durante un momento y vuelven a separarse.

El problema de la coalescencia de las gotitas, o gotas, es bastante complejo. Por ejemplo, no hay muchos tratados teóricos que expliquen de forma adecuada las distorsiones de la superficie de las partículas de agua líquida. De manera similar, se ha comprobado que los experimentos realizados para estudiar la coalescencia son complejos y la mayoría no se han realizado en condiciones similares a las que prevalecen en la naturaleza. No obstante, las observaciones han mostrado que la coalescencia de las gotitas es un proceso inestable, especialmente en los primeros momentos después de la colisión de las partículas, y que puede producir el rompimiento de las gotitas.

Se han identificado cuatro modos de *rompimiento* de las gotitas, o gotas en el caso de lluvia, de acuerdo a la forma geométrica que se observó inmediatamente después del impacto y del patrón de los fragmentos durante el rompimiento: *filamento*, *hoja*, *disco* y *bolsa* (McTaggart y List, 1975; Low y List, 1982; Pruppacher y Klett, 1997). El *rompimiento en filamento* ocurre cuando la gota más pequeña colisiona en el extremo de la gota colectora. Al chocar, las gotas quedan unidas momentáneamente por un filamento de agua y se separan en dos gotas de tamaños similares a los originales, antes de la colisión, y otras gotitas más pequeñas (5 gotitas aproximadamente) producto del rompimiento del filamento. El *rompimiento en hoja* se produce cuando la gota choca en una posición un poco más cercana al centro de la gota más grande que en el caso anterior y se produce un movimiento rotatorio en la gota que extiende una película de agua. Después del rompimiento, la gota más grande se nota un poco más pequeña, pero la otra desaparece y se producen algunas gotitas satélite de tamaño similar al de la gota más pequeña. Si la

gota pequeña choca cerca del centro de la más grande, puede producirse un *rompimiento en disco*. Durante el periodo de coalescencia, se forma un disco desde la región de impacto y, posteriormente, se rompe en un número relativamente grande de gotitas de tamaño mediano. La frecuencia de rompimiento en disco parece disminuir conforme aumenta el tamaño de las gotas más grandes. Finalmente, el *rompimiento en bolsa* ocurre de forma similar al modo anterior con la particularidad de que se forma una película de agua en forma de toroide. Cuando ocurre el rompimiento, se producen muchas gotitas pequeñas y algunas medianas como resultado de la parte central del toroide.

La frecuencia en que puede ocurrir el rompimiento de las gotas depende de factores como el tamaño y la localización del impacto, entre otros. De la Tabla 1.1 puede observarse que el tipo más frecuente de rompimiento después de la colisión entre gotas grandes (con mayor energía de colisión [CKE]) es el de hoja. Sin embargo, el tipo de rompimiento en filamento se hace más frecuente al aumentar la relación entre los tamaños de las gotas y disminuir la energía de colisión.

Par-gotas		D_L/D_S	CKE (J)	Número de rompimientos			Colisiones por par	Porcentaje de rompimientos		
D_L (μm)	D_S (μm)			Filamento	Hoja	Disco		Filamento	Hoja	Disco
1800	395	4.56	3.2E-07	54			54	100	0	0
4000	395	10.13	8.4E-07	77			77	100	0	0
4400	395	11.14	8.7E-07	57			57	100	0	0
1800	715	2.52	8.9E-07	76	11		87	87	13	0
1800	1000	1.80	9.5E-07	80	13		93	86	14	0
3000	1000	3.00	4.1E-06	65	66	22	153	42	43	14
3600	1000	3.60	5.4E-06	34	59	22	115	30	51	19
4600	1000	4.60	6.5E-06	32	64	26	122	26	52	21
3600	1800	2.00	8.6E-06	23	68	15	106	22	64	14
4000	1800	2.22	1.2E-05	33	88	26	147	22	60	18

Tabla 1.1. Resumen de los resultados de las investigaciones de colisión-rompimiento de gotas a velocidad terminal. D_i se refiere al diámetro de la gota expresado en micrómetros [μm] (modificado de Low y List, 1982).

La evolución de las distribuciones por tamaño de gotas es afectada principalmente por procesos dinámicos y microfísicos (Rosenfeld y Ulbrich, 2003). Trabajos realizados utilizando modelos numéricos, que incluyen microfísica detallada, han sido empleados para predecir la forma del espectro de gotas considerando el proceso de colisión-coalescencia-rompimiento como el principal

mecanismo de desarrollo de lluvia caliente (Gillespie y List, 1978; Low y List, 1982; Valdez y Young, 1985; List *et al.*, 1987; McFarquhar y List, 1991a, Hu y Srivastava, 1995, McFarquhar, 2004).

1.2 Objetivo.

La velocidad con la que caen las partículas de precipitación es un parámetro importante en el estudio de la microfísica de nubes y de la precipitación. Al caer un objeto en la atmósfera, la fuerza de resistencia aumenta con la velocidad. Si su peso (fuerza gravitacional) está en balance con la fuerza de rozamiento, el objeto cae con velocidad constante y se dice que ha alcanzado su velocidad terminal, v_t . Por lo tanto, la velocidad terminal de una gota de lluvia aumenta en relación con su masa, lo cual conlleva a que la deformación también se incrementa. La forma en como responden las gotas a la fuerza gravitacional es considerada como la causa principal de las colisiones. Típicamente, los estudios con modelos numéricos utilizan los valores para la eficiencia del proceso de colección que han sido obtenidas experimentalmente a partir de gotas cayendo a velocidad terminal (McTaggart-Cowan y List, 1975; Low y List, 1982; Ochs *et al.*; Beard and Ochs, 1995). De hecho, muchas otras aplicaciones en física de nubes consideran de forma general que las partículas de precipitación caen a su correspondiente velocidad terminal.

Actualmente existen diversos instrumentos y metodologías diseñados para la medición del tamaño y velocidad de caída de gotas de lluvia durante eventos de precipitación (Donnadieu, 1980; Hauser *et al.*, 1984; Hosking y Stow, 1991; Baumgardner, 2002; Kruger y Krajewski, 2002; García-García y Montero-Martínez, 2004). A partir del estudio y análisis de los datos microfísicos de gotas de lluvia obtenidos en superficie durante eventos de precipitación, es posible estudiar las de manera detallada las velocidades de caída de cada una de ellas durante la ocurrencia de eventos de precipitación. Los estudios previos han mencionado diferencias en los valores de velocidad de caída respecto al valor teórico de v_t y algunos de ellos concluyen que las desviaciones pueden ser explicadas por las corrientes verticales y/o errores en la metodología de muestreo (Donnadieu, 1980; Hauser *et al.*, 1984; Hosking y Stow, 1991). Por otro lado, también se ha mencionado que las diferencias en los valores de velocidad pudieran tener origen en las interacciones entre las partículas (Baumgardner, 2002; García-García y Montero-Martínez, 2004). Hasta ahora, no se tiene conocimiento de ningún estudio detallado de estas observaciones y su explicación.

1.2.1 Hipótesis.

Ya se mencionó que el resultado de la interacción de gotas puede derivarse en tres posibles resultados: rebote, coalescencia o rompimiento. Enfocándose en el proceso de rompimiento de gotas, algunas de las partículas resultantes (más pequeñas en relación a la original) tendrán el impulso de la gota precedente y, por tanto, una mayor velocidad respecto a su valor teórico de v_t durante algunos momentos, antes de que la fuerza de arrastre restablezca su movimiento. Independientemente de los procesos originales por los que se forma la lluvia (caliente o fría) en el Valle de México, los eventos de lluvia pueden presentar características similares a las que ocurren en nubes calientes – esto es, que los procesos de colisión-coalescencia-rompimiento sean los predominantes durante el proceso de precipitación. Por lo tanto, y con base en lo mencionado anteriormente, la hipótesis de este trabajo es:

Las fluctuaciones de velocidad de caída de las gotas respecto al valor de su velocidad terminal, observadas a partir de los datos microfísicos obtenidos en superficie, son ocasionadas principalmente por el rompimiento de gotas grandes.

1.2.2 Objetivo General.

Estudiar sistemáticamente la evolución de eventos de precipitación a través de las mediciones microfísicas obtenidas en superficie sobre una plataforma fija (tamaño de las gotas y velocidades de caída) e interpretar estos resultados en términos de la hipótesis planteada y de la evaluación de otros posibles procesos que puedan explicar las mediciones de velocidad de caída de las gotas.

1.2.3 Objetivos específicos.

- 1.** Evaluar el funcionamiento y características de las metodologías de muestreo utilizadas por el grupo de Física de Nubes en la obtención de los datos microfísicos de eventos de lluvia, especialmente para evaluar las mediciones de velocidad de caída de las gotas durante eventos de precipitación líquida (lluvia).
- 2.** Analizar sistemática y detalladamente, a través de los datos obtenidos con un pluviómetro y dos espectrómetros de arreglo óptico, las características de las velocidades de caída de gotas durante los eventos de precipitación líquida.

1.3 Metodología de estudio.

- Revisión bibliográfica de técnicas y diferentes instrumentos utilizados en la medición de parámetros microfísicos de precipitación.
- Revisión bibliográfica de materiales publicados en relación a los procesos que intervienen en el equilibrio de la precipitación.
- Mediciones sistemáticas de eventos de precipitación en superficie con espectrómetros de gotas sobre una plataforma fija.
- Análisis de la base de datos histórica del grupo de Física de Nubes del Centro de Ciencias de la Atmósfera (UNAM) y de los datos generados durante las campañas de medición realizadas durante este proyecto.
- Comparación de los resultados obtenidos para los eventos estudiados bajo diferentes condiciones, en particular de intensidad de precipitación, con el objeto de establecer las condiciones que contribuyen al proceso de rompimiento de gotas y su efecto en la estimación de intensidad de precipitación.

CAPÍTULO 2

COMPORTAMIENTO DINÁMICO DE LAS GOTAS DE LLUVIA.

La velocidad con la que caen las gotas de lluvia es un parámetro importante en el estudio de la microfísica de las nubes y la precipitación. Como ya se ha mencionado, las gotas caen con distinta velocidad dependiendo, entre otros factores, de su masa. El estudio de la velocidad de caída gotas de lluvia no es nuevo en esta disciplina, numerosos estudios en condiciones controladas en laboratorio se han reportado desde el siglo pasado con el objetivo de estudiar la dinámica de las gotas (Laws, 1941; Gunn y Kinzer, 1949) y la deformación de las mismas (Spilhaus, 1948; Jones, 1959; Green, 1975; Beard, 1976). No obstante, el número de estudios para determinar la velocidad de las gotas durante eventos de precipitación no es muy grande. Sólo con nuevas metodologías y el desarrollo de instrumentos más sofisticados en las últimas tres décadas del siglo XX se han podido obtener suficientes datos de velocidad.

2.1 Velocidad terminal.

El movimiento vertical de una gota, o hidrometeoro en general, es el resultado de la acción de dos fuerzas principalmente: la fuerza gravitacional y la resistencia del aire ejercidas sobre la partícula. En el capítulo anterior se expresó el balance de fuerzas que actúan sobre un objeto al caer libremente en el aire

$$m \frac{dv}{dt} = mg - f(d, v)$$

en donde la aceleración dv/dt es hacia abajo. Si al inicio el objeto comienza a caer desde el reposo, la fuerza de resistencia es cero y la aceleración es igual a g . Conforme avanza el tiempo, la resistencia del aire aumenta y la aceleración disminuye hasta que, en cierto momento, ambas fuerzas son iguales. Entonces el cuerpo continúa su movimiento con aceleración cero y alcanza su velocidad terminal v_t . Si el objeto es pequeño – gotitas de nube con tamaño $D < 20 \mu\text{m}$ – y se mueve con una velocidad no muy alta en un fluido con viscosidad η (mg no tiene un valor muy grande), la fuerza de resistencia al movimiento sobre una partícula (esférica) tiene componentes que se relacionan a la forma de la misma y a la fricción en la superficie

$$F_D = 3\pi D\eta v$$

Cuando el movimiento de una partícula puede describirse mediante esta ecuación, se dice que se encuentra en la región de Stokes. La fuerza de resistencia es proporcional a la velocidad y entonces puede expresarse en términos de un parámetro denominado movilidad B

$$B = \frac{v}{F}$$

Para el caso de una partícula esférica, el cálculo de velocidad terminal a la que cae puede hacerse al igualar F_D y la fuerza gravitacional F_G

$$3\pi D\eta v = \frac{(\rho_p - \rho_g)\pi D^3 g}{6}$$

donde ρ_p es la densidad de la partícula y ρ_g es la densidad del gas (aire). Al resolver para obtener la velocidad terminal se obtiene

$$v_t = \frac{(\rho_p - \rho_g)\pi D^2 g}{18\eta}$$

en donde se observa que el valor de v_t es proporcional al cuadrado del diámetro de la partícula.

La velocidad terminal es directamente proporcional a la fuerza que actúa sobre la partícula, en el caso de la fuerza de gravedad F_G

$$v_t = Bmg$$

donde el producto de la movilidad con la masa (Bm) es denominado tiempo de relajación o tiempo de respuesta τ , el cual caracteriza el tiempo requerido por la partícula para ajustarse a cambios en las condiciones en las que se estudia el movimiento de la partícula

$$\tau = Bm = \frac{\rho_p D^2}{18\eta}$$

El tiempo de respuesta puede utilizarse también para estimar la velocidad terminal mediante

$$v_t = \tau g$$

Para objetos más grandes, moviéndose a altas velocidades, la fuerza de resistencia es el resultado de la aceleración del aire que debe ser desplazado por el cuerpo al pasar. En el caso de una partícula esférica moviéndose en el aire, la masa de aire desplazada por unidad de tiempo \dot{m} es igual al producto del área proyectada de la esfera por el valor de su velocidad y por la densidad del fluido

$$\dot{m} = (\rho_g \pi D^2 v)/4.$$

La aceleración del gas desplazado modifica la cantidad de movimiento (Hinds, 1982) y por definición, el cambio de momento o cantidad de movimiento por unidad de tiempo es igual a la fuerza requerida para mover el objeto a través del aire (Serway, 1993; Hewitt, 1999)

$$F_D = \frac{\Delta(mv)}{t} \propto \dot{m}v$$

la cual es al sustituir \dot{m} y considerar la constante de proporcionalidad se expresa como

$$F_D = C_D \frac{\pi}{8} \rho_g D^2 v^2$$

en donde C_D es el coeficiente de resistencia o arrastre.

Para obtener el valor de velocidad terminal de un cuerpo moviéndose en un régimen distinto al de Stokes, se iguala también la fuerza gravitacional F_G con la de resistencia F_D , lo que queda como

$$v_t = \sqrt{\frac{4(\rho_p - \rho_g)Dg}{3\rho_g C_D}}$$

El coeficiente de resistencia es una cantidad empírica adimensional que cambia dependiendo de la forma la forma del cuerpo y que es función del número de Reynolds $Re = \rho_g D v / \eta$. De la Figura 2.1 puede notarse que C_D no varía de forma lineal en relación con Re , de tal modo que se han propuesto distintas ecuaciones para estimar el coeficiente de resistencia en distintas regiones de la gráfica.

A manera de ejemplos, se muestran a continuación diferentes ecuaciones para estimar el valor de C_D en el rango de $10 < Re < 1000$, las cuales pueden emplearse para evaluar la fuerza de resistencia F_D ejercida sobre gotas de lluvia cayendo a diferentes velocidades:

1. De Edwards *et al.* (2001)

$$C_D = Re^{-\frac{1}{2}}$$

2. De Hinds (1982)

$$C_D = \frac{24}{Re} (1 + 0.15 Re^{0.687})$$

3. De Lin y Lee (1975)

$$C_D = \frac{24}{Re} (1 + 0.2207 Re^{0.5} + 0.0125 Re)$$

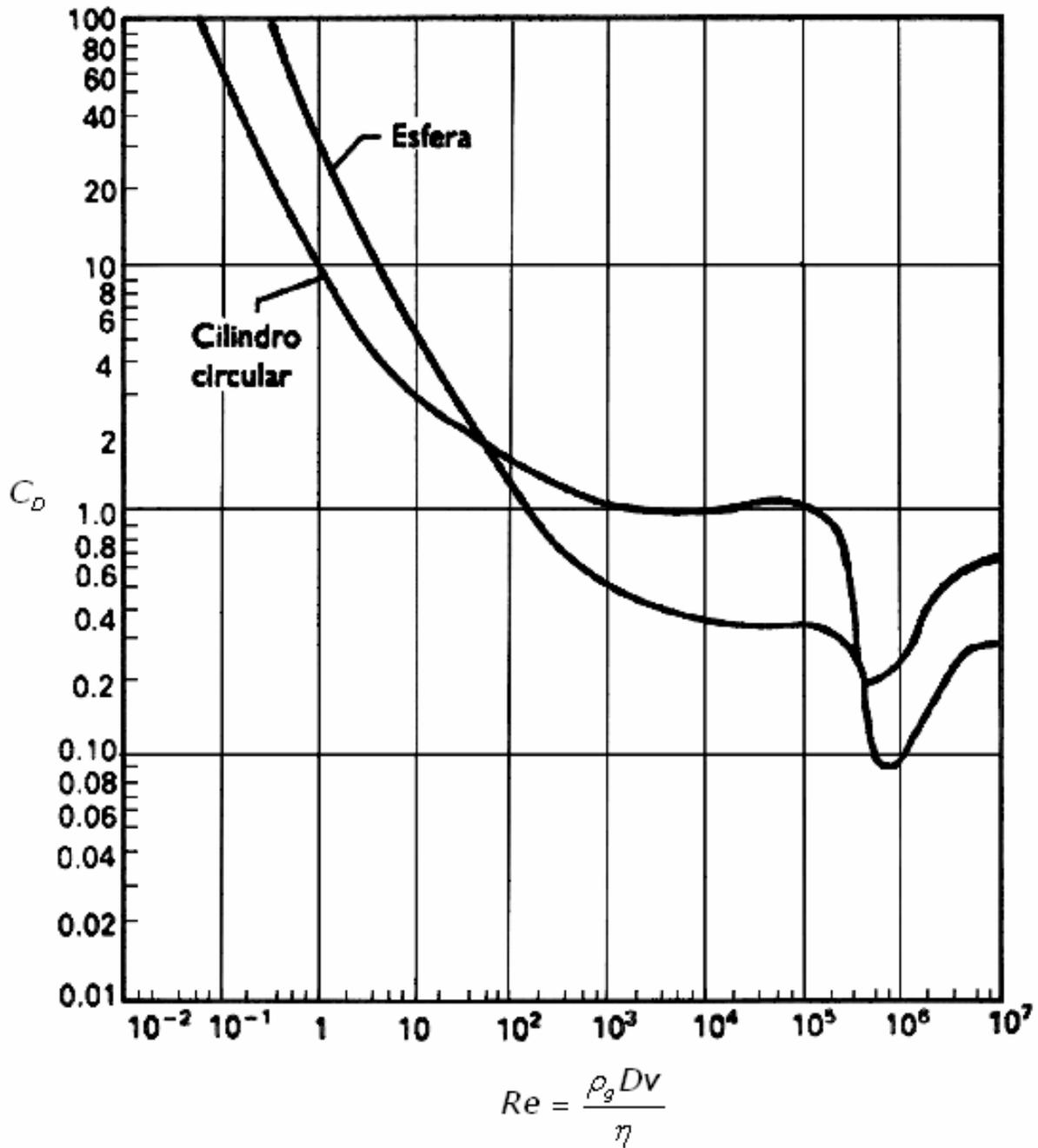


Figura 2.1. Coeficiente de arrastre en función de Re para el caso de cilindro circular y de una esfera (Cortesía de Dr. Ing. Josep M^a Bregada. Modificado de http://www.mf-ct.upc.es/JMBregada/mf/practicas/Flujo_externo-pract11.doc)

Por otro lado, otros investigadores han formulado diferentes ecuaciones (véase el apéndice A de Testik y Barros, 2007) o desarrollado alguna metodología para estimar v_t . En este último caso, una de las más utilizadas es la publicada por Beard (1976), la cual evalúa v_t de gotas de diferente tamaño en distintos regímenes de flujo:

- a. Gotitas de nube pequeñas, $0.001 \text{ mm} \leq D \leq 0.020 \text{ mm}$: La velocidad de caída de estas gotas es muy pequeña, lo que implica valores de Re menores a 0.01.
- b. Gotitas grandes y gotas de lluvia pequeñas, $0.020 \text{ mm} \leq D \leq 1 \text{ mm}$: El régimen de flujo se considera continuo con valores de Re en el rango entre 0.01 y 300. La forma de estas partículas se considera esférica.
- c. Gotas de lluvia pequeñas a grandes: $1 \text{ mm} \leq D \leq 7 \text{ mm}$: La forma de las gotas no es considerada como circular. Los valores para Re son considerados de moderados a grandes, $300 \leq Re \leq 4000$.

El método propuesto por Beard (1976) para la estimación de v_t es consistente con las mediciones realizadas de Gunn y Kinzer (1949) y permite el cálculo de este parámetro a partir de las propiedades físicas de las gotas y de la atmósfera. Los detalles acerca del flujo alrededor de una gota cayendo a diferente velocidad se explicarán en el Capítulo 3, cuando se explique la formación de estelas y vórtices.

2.2 Morfología de las gotitas y gotas de lluvia.

Cuando una gota cae, se generan diferencias de presión alrededor de su superficie: la presión en la parte inferior de la gota es mayor que en los lados y la parte superior de la misma (Spilhaus, 1948). Las imágenes de gotas cayendo en el aire, ya sean tomadas en laboratorio o durante eventos de lluvia, muestran que aquellas con diámetros mayores a 1.3 mm tienen una forma de elipsoide con fondos aplanados, tal como se muestra en la Figura 2.2 (Jones, 1959; Green, 1975; Andsager *et al.*, 1999; Testik y Barros, 2007; entre otros). La intensidad de la deformación de las gotas puede emplearse para clasificarlas en tres diferentes categorías: clase I, gotas de nube ($D < 0.25 \text{ mm}$, sin deformación apreciable); clase II, gotas de lluvia pequeñas ($0.25 \leq D < 1 \text{ mm}$, con ligera deformación en forma oblatada); y clase III, gotas de lluvia grandes ($D \geq 1 \text{ mm}$, con las características de deformación ya mencionadas). Por simplicidad, la relación de los ejes horizontal (mayor) y vertical (menor) del elipsoide $\alpha=h/v$ es utilizada para describir la deformación de las gotas. La forma de las gotas de lluvia es un factor crítico en la

estimación de intensidad de la precipitación, R , con radares meteorológicos que trabajan con pulsos ortogonales y polarizados de energía (Andsager, 1999).

Una gota grande que cae a velocidad terminal, sin ninguna perturbación causada por otras gotas alrededor o turbulencia, tiende a oscilar alrededor de una forma que puede considerarse de equilibrio, debido a inestabilidades en su superficie. Los principales factores que producen este efecto pueden ser externos (aerodinámicos) e internos (presión hidrostática), la tensión superficial, entre otros. Las mediciones experimentales de diversos investigadores han sido básicas para proponer algunas parametrizaciones y estimar la forma promedio o de equilibrio de las gotas (ver Green, 1975; Andsager *et al.*, 1999; Testik y Barros, 2007). Testik *et al.* (2006) reportaron que las oscilaciones de las gotas producen trayectorias diferentes a la vertical durante su caída, sin que haya alguna preferencia en la dirección. Los valores de velocidad transversal (horizontal) se encuentran en un rango de entre 20% y 30% de la velocidad terminal, mucho mayor al reportado por Beard *et al.* (1991).

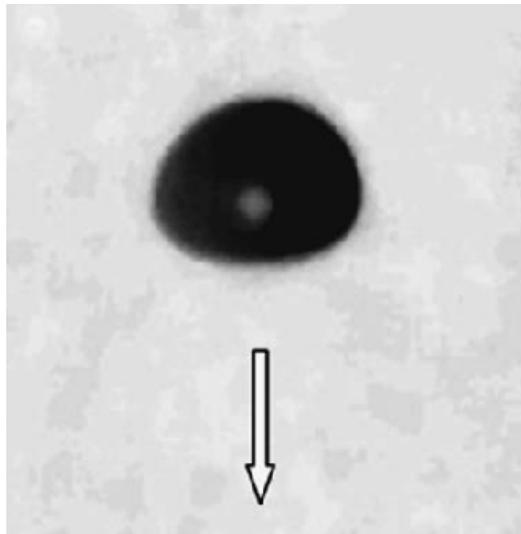


Figura 2.2. Imagen de una gota ($D = 4.5$ mm) cayendo a velocidad terminal ($v_t = 8.8$ m s⁻¹) La flecha indica la dirección del movimiento (Testik *et al.*, 2006).

2.3 Importancia de la velocidad en las interacciones de gotas.

La importancia del estudio de la dinámica (velocidad de caída) de las gotas va más allá de considerarlas como partículas individuales. Como ya se ha mencionado, las interacciones entre las partículas son de suma importancia en los procesos de precipitación. De una manera muy conveniente, la interacción entre gotas puede dividirse en dos etapas: (1) colisión, determinada por el movimiento relativo de las gotas y; (2) coalescencia, caracterizada por la geometría (ángulo) del impacto.

Típicamente, si la colisión de dos gotas pequeñas ocurre en la región central el resultado es la coalescencia. Por otro lado, si la interacción ocurre en la parte externa, tal como se muestra en la Figura 2.3, entonces pueden permanecer unidas sólo temporalmente o rebotar (Ochs *et al.*, 2001).

La eficiencia de colisión se define como la razón del número de colisiones respecto al número de gotas más pequeñas contenidas en el volumen recorrido por la gota al caer por unidad de tiempo. La eficiencia de coalescencia es la fracción del número de colisiones que dan como resultado la unión permanente de las gotas. La eficiencia de coalescencia puede modificarse por la diferencia de las velocidades de las gotas involucradas.

En el Capítulo 1 ya se mencionó que existen otros escenarios para la colisión de gotas, especialmente en los primeros instantes del proceso cuando se puede producir el *rompimiento* de gotas y los distintos modos en los que puede ocurrir: *filamento*, *hoja*, *disco* y *bolsa* (McTaggart y List, 1975; Low y List, 1982a; Pruppacher y Klett, 1997). Los estudios previos permiten identificar que el resultado final de la colisión de dos gotas depende de factores como el tamaño de las gotas, la localización del impacto, la intensidad de la colisión, tensión superficial, carga eléctrica de las partículas, entre otros. La disminución de la presión (altura con respecto a la superficie) incrementa la velocidad de caída de las gotas ya que la fuerza de arrastre (producida por la densidad del aire) disminuye. Esto produce que las colisiones entre gotas sean más frecuentes pero la eficiencia de coalescencia disminuye (Beard *et al.*; Pinsky, 2001).

La evidencia experimental muestra que, si la energía cinética en la colisión es muy grande respecto a la fuerza de la tensión superficial el resultado de la interacción entre dos gotas tiende a la desintegración (rompimiento) de la más grande (McTaggart y List, 1975; Low y List, 1982a; 1982b; Beard y Ochs, 1995; Ochs *et al.*, 1995). La energía cinética de colisión, CKE , es una función de la diferencia de las velocidades de las gotas y está dada por la siguiente expresión (Low y List, 1982a):

$$CKE = \frac{\rho\pi}{12} \left(\frac{D_L^3 D_S^3}{D_L^3 + D_S^3} \right) (v_L - v_S)^2$$

en donde ρ es la densidad del agua líquida y los subíndices L y S se refieren los valores a la gota grande y pequeña, respectivamente, para las variables de velocidad de caída, v , y diámetro de las gotas, D .

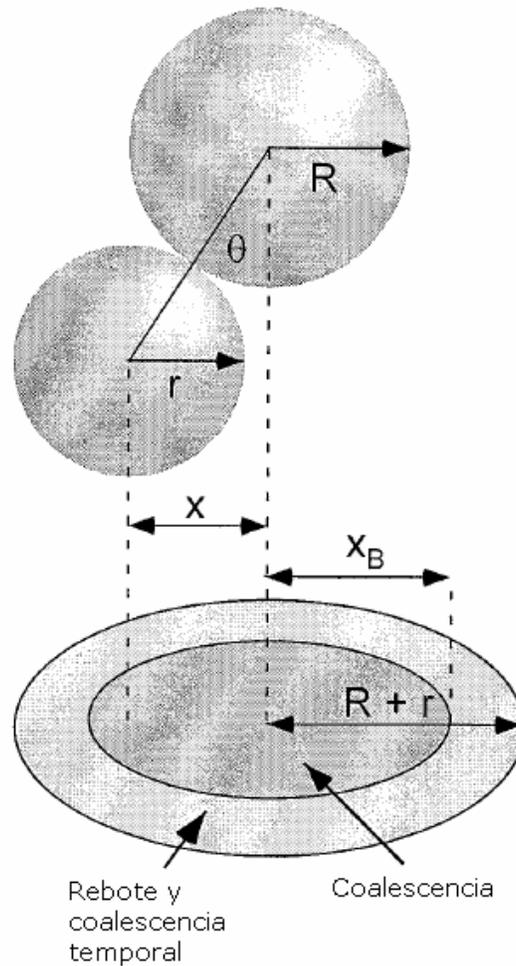


Figura 2.3. Esquema con las regiones de coalescencia y rebote para la interacción de dos gotas pequeñas con radios R y r . x es la distancia entre los centros de las gotas, θ representa el ángulo de impacto, y x_B es el radio crítico que divide las regiones de rebote y coalescencia (Tomado de Beard *et al.*, 2001).

2.4 Relación entre distribución por tamaños y velocidad vertical.

El estudio de las distribuciones por tamaños de gotas es fundamental para la descripción microfísica de la precipitación y en los modelos numéricos utilizados para aplicaciones meteorológicas y climáticas. El espectro, como también se denomina a la distribución por tamaños, sirve para definir algunos de los parámetros más importantes (como el espesor óptico, la visibilidad, el diámetro volumétrico medio, el contenido de agua líquida y la reflectividad del radar en meteorología) y para entender los procesos de formación de nubes (Campos, 1999). En superficie, la distribución por tamaño de las gotas que caen se obtiene

obteniendo su número o cantidad, $N(D)$, y clasificándolas por intervalos de tamaño, dado por D ; lo que matemáticamente se puede expresar como:

$$N(D)dD$$

donde dD representa, precisamente, el intervalo de tamaño. El número total de gotas es igual al *momento de orden cero* de la distribución (Sauvageot, 1992):

$$N_T = \int_0^{\infty} N(D)dD$$

Un evento de precipitación es el resultado final de un gran número de procesos que generan una gran variabilidad en el flujo de gotas que caen a la superficie. Es por ello que el espectro de gotas es una herramienta muy importante en el estudio microfísico del fenómeno. Existen un gran número de estudios previos que tratan el tema de la representatividad, matemática y física, y la evolución de las distribuciones por tamaños de gotas (véase Campos, 1999; Jameson y Kostinski, 2001; Lee y Zawadzki, 2005; Testik y Barros; 2007). La descripción analítica de la distribución por tamaños de gotas más utilizada es aquella dada por Marshall y Palmer (1948), aunque existen algunas otras representaciones como la log-normal o gamma (Pruppacher y Klett, 1997).

Una vez que se conoce la distribución por tamaños, se pueden calcular de manera directa otros parámetros importantes para describir un evento de precipitación o estudiar su evolución. Por ejemplo, el contenido de agua líquida (*Liquid Water Content, LWC*) es proporcional al *tercer momento* de la distribución:

$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho \int_0^{\infty} D^3 N(D) dD$$

Por otro lado, es conveniente caracterizar los eventos de lluvia mediante la intensidad de precipitación, R , que puede definirse como el flujo de agua (número de gotas) que pasa a través de un área horizontal por unidad de tiempo. La intensidad de precipitación se expresa en unidades de longitud (equivalente al volumen, o masa, total de agua líquida por unidad de área) dividida por unidad de tiempo y puede calcularse por medio de la siguiente expresión (Sauvageot, 1992; Doviak y Zrnica, 1993):

$$R = \frac{\pi}{6} \rho \int_0^{\infty} D^3 N(D) [v_t(D) - w] dD$$

donde $v_t(D)$ es la velocidad terminal, en aire en calma, de las gotas de agua (hidrometeoros) y w es la componente de velocidad vertical del aire.

CAPÍTULO 3

DESVIACIONES DE LOS VALORES DE VELOCIDAD DE CAÍDA DE GOTAS DE LLUVIA RESPECTO AL VALOR DE VELOCIDAD TERMINAL DURANTE EVENTOS NATURALES DE LLUVIA.

3.1 Marco Teórico

Ya se ha mencionado la importancia de conocer el valor de la velocidad de caída de las gotas en diferentes áreas de la Física de nubes y en aplicaciones tales como el radar meteorológico o, incluso, en la mecánica de la erosión de los suelos (Salles y Poesen, 1999). En la mayoría de los trabajos de modelación numérica de los procesos de formación y desarrollo de nubes y precipitación, así como en los de radar meteorológico, se ha asumido que la velocidad de caída de las gotas de lluvia esta en función de su masa (tamaño) y que es igual (o muy similar) a v_t . Por ello, se han propuesto algunas ecuaciones empíricas, basadas en las observaciones de Laws (1941) y Gunn y Kinzer (1949), con el objetivo de determinar el valor de la velocidad de caída de las gotas. Sin embargo, los resultados de estas relaciones son válidos sólo para condiciones de aire estacionario (sin viento).

Existen reportes de diversos investigadores que han comparado sus mediciones de velocidad de caída de gotas con las estimaciones de las mencionadas expresiones empíricas o teóricas. Donnadiu (1980), Stow y Jones (1981), Hauser *et al.* (1984), entre algunos otros investigadores, reportaron valores de velocidad de caída mayores a los reportados por Gunn y Kinzer (1949). Ellos atribuyeron estos resultados a errores instrumentales: gotas que no pasaron a través del área de muestreo en forma óptima para su detección, el paso simultáneo de dos o más gotas o, a las condiciones ambientales (como la turbulencia). Stow y Jones (1981) mencionan, además, que el número de gotas con velocidad de caída mayor a la terminal es escaso, aunque sus mediciones fueron realizadas durante periodos de lluvia con intensidades de precipitación menores a 2.5 mm h^{-1} . Por otro lado, Donnadiu (1980) y Stow y Jones (1981) mencionaron que la observación de gotas cayendo con velocidades más lentas pudiera deberse a salpicaduras o a la metodología de muestreo (gotas cayendo de manera simultánea en el área de muestreo o que el lugar donde se realizaron las mediciones pudo estar sujeto a una fuerte corriente ascendente). Salles y Creutin (2003) y Delahaye *et al.* (2006) reportaron diferencias positivas en la velocidad de gotas pequeñas respecto a v_t , utilizando pluviómetros ópticos. En el caso de Delahaye *et al.* (2006), aún cuando el máximo valor de R reportado es menor a 5 mm h^{-1} , no se da otra explicación a sus

observaciones que la posibilidad de errores instrumentales o la medición de gotas falsas. Sin embargo, Salles y Creutin (2003) también mencionan la observación de gotas con $D > 3$ mm cayendo con de forma más lenta con respecto a v_t . Ellos mismos mencionan que, aunque una de las explicaciones frecuentes es la fluctuación del viento (ascendente), no explica completamente sus mediciones puesto que el espectro completo de gotas debiera ser afectado de manera uniforme, lo cual no ocurre así. Por otro lado, Kruger y Krajewski (2002), Baumgardner *et al.* (2002), García y Montero (2004) y Montero *et al.* (2008) proponen que este tipo de observaciones pueden ser el resultado de las interacciones entre las gotas, ya sea rompimiento de gotas grandes, o un efecto de succión de las gotas más pequeñas en la estela de flujo de las gotas grandes al caer.

Hasta ahora, no se tiene conocimiento de algún estudio que haya profundizado en las explicaciones para las observaciones de diferencia de velocidad. Suponiendo, entonces, que las diferencias de velocidad en las mediciones durante eventos de lluvia ocurren de manera real, ¿cuál es el proceso más plausible para explicarlas? A continuación, se proporciona un marco teórico en el cual se detallan las características que deben tener los resultados de las observaciones de velocidad de caída y que servirían como referencia para justificar el o los procesos que dan origen a las fluctuaciones de velocidad de caída de gotas respecto a la correspondiente velocidad terminal.

3.2 Turbulencia.

La turbulencia es un proceso caracterizado por la presencia de variaciones de la velocidad del medio (fluido) en forma extremadamente irregular en el tiempo y en el espacio (Landau y Lifshitz, 1987). La turbulencia puede imaginarse como una distribución de vórtices o remolinos de distinto tamaño, considerando el orden de magnitud de la distancia en la cual la velocidad del fluido cambia apreciablemente. El régimen de flujo es determinado por el número de Reynolds, Re , el cual proporciona la relación entre la fuerza inercial (movimiento) y la resistencia ejercida por el fluido (viscosidad). Cuando el flujo esta caracterizado por valores de Re grandes, los vórtices más grandes aparecen primero y después los más pequeños. La energía cinética por unidad de masa de fluido esta contenida principalmente en los vórtices de mayor tamaño, cuya dimensión L está determinada por la magnitud de la variación de la velocidad del fluido Δu_L . La energía es transferida hacia escalas más pequeñas mediante procesos no lineales (que aún no son completamente entendidos) sin que exista, prácticamente, disipación y hasta que finalmente es convertida en calor en las escalas más pequeñas, donde la viscosidad del fluido es

importante. Aunque la disipación es finalmente debida a la viscosidad, el orden de magnitud de la disipación de energía por unidad de tiempo y por unidad de masa del fluido puede determinarse mediante los parámetros que caracterizan los remolinos de escalas más grandes (la dimensión L y la variación de la velocidad del fluido Δu_L en la escala del tamaño de los mismos) por la siguiente ecuación:

$$\varepsilon = \frac{(\Delta u_L)^3}{L}$$

donde ε es el coeficiente de disipación de energía cinética por turbulencia. Los valores típicos de ε en nubes oscilan entre $10^{-4} < \varepsilon < 10^{-2} \text{ W kg}^{-1}$ (Chuang *et al.*, 2008), aunque en el caso de nubes cumulonimbus se han reportado valores de ε más grandes (véase Pruppacher y Klett, 1997; Khain y Pinsky, 1995).

Una pregunta lógica sería acerca de la escala (dimensiones) de las regiones en las que la viscosidad comienza a ser importante con respecto a la disipación de la energía. La dimensión de estas regiones λ_K es del mismo orden de magnitud que los vórtices más pequeños del flujo turbulento (Landau y Lifshitz, 1987). En 1941, Kolgomorov sugirió que el tamaño de los estos vórtices depende de ε y de la viscosidad cinemática del fluido ν

$$\lambda_K = \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon} \right)^{\frac{1}{4}}$$

Las estimaciones en la atmósfera muestran valores de λ_K del orden de milímetros (Kundu y Cohen, 2004; Shaw, 2003).

El rango de escala de la dimensión de los vórtices más grandes ($\lambda \sim L$) se conoce como la región en donde la mayor parte de la energía cinética esta concentrada. Por otro lado, cuando $\lambda \leq \lambda_K$ se puede decir que el flujo turbulento esta en la región donde la energía es disipada por la viscosidad del fluido. El rango intermedio entre estas dos zonas de escalas $\lambda_K \leq \lambda \leq L$ es denominado como *región inercial*, debido a que la energía sólo transita por los vórtices de dimensiones intermedias. Landau y Lifshitz (1987) mencionan que las propiedades del flujo turbulento en la región inercial, no dependen de la dirección de la velocidad media del flujo, i.e. la turbulencia se puede considerarse homogénea e isotrópica. De tal modo, las fluctuaciones verticales de la velocidad del aire serían de magnitud parecida a la desviación estándar de los valores obtenidos para el sentido horizontal. Debe notarse también que el valor de la variación de velocidad va disminuyendo en relación con la dimensión λ , puesto que la energía sólo es disipada

hasta los vórtices más pequeños, lo que se traduce en que el valor del coeficiente de de disipación ε se mantiene constante.

Una forma fácil para comprender el efecto de la turbulencia en el movimiento de una gota de lluvia es suponer que la gota atraviesa por un sistema donde la variación de la velocidad vertical es de forma senoidal con una amplitud correspondiente a la variación de la velocidad Δu_λ . La variación de la velocidad de caída de una gota Δv_d en un ambiente como el que se describe esta dada por la siguiente ecuación (Chuang *et al.*, 2008)

$$\Delta v_d = \frac{\Delta u_\lambda}{\sqrt{1 + [2\pi(\tau_d / \tau_\lambda)]^2}}$$

donde τ_d y τ_λ son el tiempo de relajación (respuesta inercial) de la gota y el tiempo de residencia de la misma en una corriente de aire ascendente o descendente en el sistema propuesto. El tiempo de respuesta inercial es una indicación de la respuesta por inercia de la gota al cambio de las condiciones en el aire. Para una gota de lluvia cayendo a velocidad terminal v_t , el tiempo de respuesta τ_d esta dado por

$$\tau_d = \frac{4\rho_p D}{3\rho_g C_D v_t}$$

donde D es el diámetro de la gota, C_D es el coeficiente de resistencia o arrastre y ρ_p y ρ_g son la densidad del agua y del gas (aire), respectivamente. Asumiendo que tiempo que tarda un vórtice girar ($T_e = \Delta u_\lambda^2 / \varepsilon = \lambda / \Delta u_\lambda$) es mayor que el tiempo que tarda la gota en atravesarlo, el tiempo de residencia τ_λ se obtiene mediante

$$\tau_\lambda = \frac{\lambda}{\tau_d g}$$

donde λ es la escala de longitud de los vórtices en el campo turbulento y g es la aceleración por la gravedad (Chuang *et al.*, 2008). De la ecuación de variación de velocidad de una gota, Δv_d , es posible deducir que, en general, se espera que la turbulencia afecte de manera más significativa el movimiento de las partículas más pequeñas puesto que al tener tiempo de respuesta inercial más pequeños y permanecer más tiempo en los campos del sistema, los valores de la variación son más grandes. Por otro lado, los valores de Δv_d también dependen de Δu_λ , lo que significa que si las condiciones de muestreo son con poco viento o en el que las variaciones de velocidad son pequeñas, el efecto de turbulencia se vería disminuido.

3.3 Interacciones entre gotas.

Ya se mencionó en el Capítulo 2 la importancia de las interacciones entre los hidrometeoros en los procesos de precipitación. Debido a que las gotas grandes tienen un valor de velocidad terminal mayor pueden alcanzar y colisionar con las gotas pequeñas, lo que puede resultar en algunas ocasiones en la coalescencia de ambas partículas y la generación de un hidrometeoro más grande. En un estado ideal, es imposible tener dos gotas de tamaño diferente cayendo a la misma velocidad. Sin embargo, las gotas más grandes también pueden experimentar el proceso de rompimiento, ya sea por factores de inestabilidad hidrodinámica o por la colisión con otras gotas (Pruppacher y Klett, 1997). El resultado de este rompimiento es la producción de un número de gotas más pequeñas que tienen, al menos durante los primeros momentos después del proceso, un valor de velocidad de caída similar al de la gota que se rompe y desaceleran por efecto de la fuerza de rozamiento con el aire hasta que alcanzan su respectiva velocidad terminal. Por lo tanto, es lógico preguntarse si las observaciones antes mencionadas pudieran ser resultado del rompimiento de gotas grandes. La evidencia de que este proceso fuese una posible explicación para los resultados mostrados incluye tres puntos (Montero *et al.*, 2009):

1. la desviación de las distribuciones de frecuencia de velocidad de las gotas ocurre hacia los valores positivos; esto es, que existe un número significativo de gotas cayendo con un valor de velocidad mayor al de la velocidad terminal correspondiente (y que esta desviación es mayor que la desviación expectativa a través las incertidumbres del método de la medición),
2. una fuerte dependencia de los valores máximos de las desviaciones de velocidad con el tamaño de las gotas, y
3. preponderancia de gotas superterminales con la presencia de gotas grandes durante periodos de lluvia con valores de R (en mm h^{-1}) grandes.

El primer punto es claro y no requiere de mayor detalle o explicación. Para el segundo punto; si el tamaño de los fragmentos es pequeño, la diferencia de sus velocidades será mayor puesto que su correspondiente valor de v_t es mucho más pequeño. En el tercer caso, el incremento de la concentración de gotas grandes (proporcional con el valor de R) aumenta la probabilidad de que existan más eventos de rompimiento también, con el consiguiente número de fragmentos cayendo a velocidades mayores a v_t .

Una pregunta interesante se debe referir al tiempo que tardan estos fragmentos (gotas) en desacelerar hasta alcanzar su velocidad terminal con el objetivo de averiguar si es significativo para que los instrumentos pudieran detectarlos. Se debe estimar, por lo tanto, el efecto del aumento de la velocidad de caída en la fuerza de resistencia (F_D'), la cual debe equilibrarse con la fuerza gravitacional. El tiempo (la distancia) de frenado depende del cálculo de C_D , ya que la fuerza que debe aplicarse para frenar la partícula es igual a la diferencia entre F_D' (la cual es mayor a la F_D calculada cuando la gota va cayendo con una velocidad igual a v_t) y la fuerza gravitacional

$$F_D' - F_G = F_R = m \frac{\Delta v}{t}$$

donde Δv es la diferencia de velocidad de la gota antes de alcanzar su correspondiente velocidad terminal y su correspondiente v_t .

La Figura 3.1 muestra los resultados del tiempo requerido para que una gota de $D = 440 \mu\text{m}$ disminuya su velocidad de caída hasta alcanzar su correspondiente v_t (188 cm s^{-1}) a las condiciones ambientales en el sitio de muestreo (780 mb y $\sim 20^\circ \text{ C}$). De la Figura 3.1 se deduce que las estimaciones de tiempo de 'relajación' dependen principalmente del cálculo del coeficiente de arrastre C_D para determinar la fuerza que ejerce el aire al movimiento de la gota, la cual es mayor que F_G . Con base en las estimaciones mostradas se puede decir que la distancia máxima requerida para una gota generada por el rompimiento de alguna de las partículas líquidas más grandes en un evento de precipitación es del orden de 2 metros. Sin embargo, existe además otra información que es importante para reforzar el argumento de que el rompimiento de gotas grandes es un proceso que explica de manera plausible las observaciones de gotas superterminales: la observación de grupos de gotas de diferente tamaño cayendo con velocidades similares, y superior a su correspondiente velocidad terminal, sería evidencia adicional para dar un mayor soporte a esta hipótesis.

3.4 Succión por captura en la estela de la gota precedente.

Considerando un sistema en el que una gota precipita en una columna de aire sin perturbaciones, la velocidad con la que cae es una función de su tamaño (diámetro D) y de las características del fluido (densidad, temperatura, presión, etc) en el que esta inmersa y que ejerce una resistencia sobre la gota. La fuerza de resistencia que actúa sobre la esfera proporciona información de las características físicas del flujo de aire que pasa alrededor de la gota de lluvia al precipitar a tierra (Le Clair *et al.*, 1970).

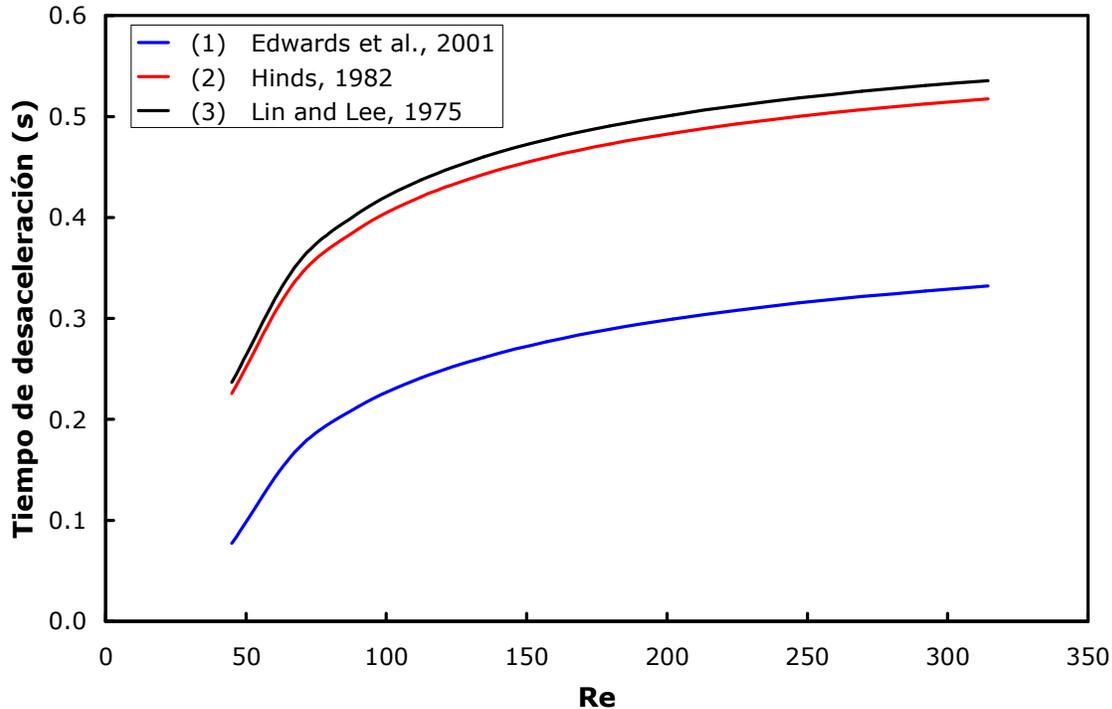


Figura 3.1. Estimaciones del tiempo requerido para que una gota de $440 \mu\text{m}$ cayendo con la velocidad indicada en la primera columna desacelere hasta alcanzar su v_t ($Re = 42.22$). La variación de las estimaciones depende de la ecuación utilizada para el cálculo del coeficiente de arrastre C_D :

(1) $C_D = 12 Re^2$, de Edwards *et al.*, (2001).

(2) $C_D = (24/Re) * (1 + 0.15 Re^{0.687})$, de Hinds (1982).

(3) $C_D = (24/Re) * (1 + 0.2207 Re^{0.5} + 0.0125 Re)$, de Lin y Lee (1975).

Las características del flujo de un fluido sobre una esfera ha sido estudiado por diversos investigadores y lo han clasificado en distintos regímenes (Magarvey y Bishop, 1961; Johnson y Patel, 1999; Gumowski *et al.*; Przadka *et al.*, 2008): A bajas velocidades, $0.1 < Re < 20$, las líneas de flujo alrededor de la gota pueden seguir el contorno de la gota sin que se forme un área de recirculación del fluido, lo que se denomina como un flujo de Stokes. De acuerdo con Taneda (1956), conforme la velocidad aumenta ($Re > 24$, lo que corresponde al valor de v_t para una gota de agua de dimensión $D > 0.335 \text{ mm}$) el patrón de flujo se modifica de manera drástica y se forman dos regiones de diferentes tipos de flujo; una en la cual el flujo es irrotacional y otra, denominada la estela, en donde el flujo es predominantemente rotacional (Pearcey y Hill, 1956; Woods y Mason, 1965). La estructura de la estela es axialmente simétrica y estable en este régimen y el tamaño de la estela crece proporcionalmente hasta $Re \approx 210$ [$D \approx 0.450 \text{ mm}$]

(Johnson y Patel, 1999; Gumowski *et al.*; Przada *et al.*, 2008). La Figura 3.2 muestra de forma esquemática el desarrollo de una estela en función de Re .

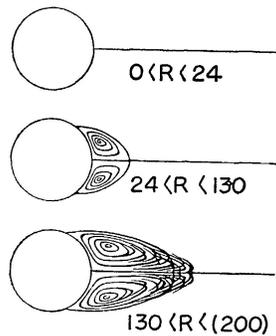


Figura 3.2. Esquema del desarrollo de una estela en función del número de Reynolds (tomado de Taneda, 1956)

Cuando $Re > 212$, el flujo en la estela es simétrico en un plano y permanece siendo estable (Figura 3.3). En el rango entre $270 > Re > 300$ (gotas de tamaño en el rango $1.100 \text{ mm} < D < 1.170 \text{ mm}$), la estela es inestable y se puede observar el desprendimiento de vórtices en forma periódica, conservándose la simetría en el plano (Figura 3.4). Para el caso de $Re > 350$ [$D > 1.280 \text{ mm}$], las características del desprendimiento de los remolinos cambian y cuando el valor de $Re > 500$ [$D > 1.580 \text{ mm}$], el flujo se vuelve turbulento (Gumowski *et al.*; Przada *et al.*, 2008).

La longitud y el ángulo de separación de los vórtices en la parte más cercana a la gota pueden usarse para caracterizar el flujo. Estudios previos han realizado mediciones de estas dos variables en función de Re mediante evaluaciones numéricas (Pruppacher *et al.*, 1970) y experimentales (Taneda, 1956; Cataneo *et al.*; List y Hand, 1971; Nakamura, 1976). De las Figuras 3.2 y 3.3 se puede deducir que el cambio del patrón de flujo produce una disminución de la presión en la estela respecto a la parte frontal de la gota. Esto produce que las condiciones de flujo en la estela sean diferentes en el caso de que una partícula estuviera cayendo directamente encima de otra. El efecto de estela ha sido estudiado por diversos investigadores, especialmente para el caso de interacción entre gotas de igual o similar tamaño (Pearcey y Hill, 1956; Woods y Mason, 1965; Steinberger *et al.*, 1968; Le Clair *et al.*, 1970; Cataneo *et al.*, 1971; Lin y Lee, 1975). Por lo que se intuye que pueden existir colisiones (interacciones) entre gotas, incluso, del mismo tamaño, dependiendo de la distancia vertical entre ellas.

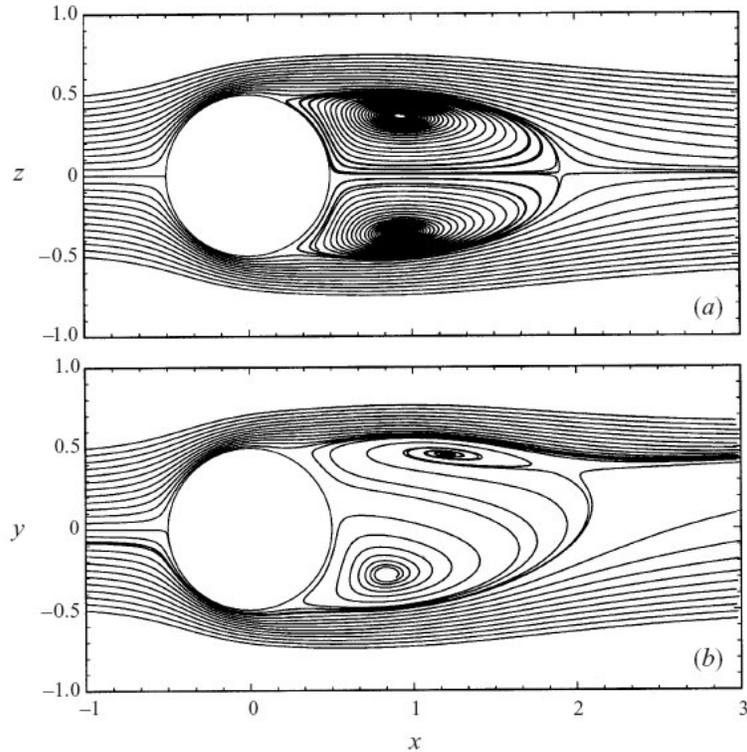


Figura 3.3. Esquema de la diferencia de las características del flujo en la región de la estela (asimetría de los vórtices mostrados por las líneas de flujo), en dos planos, alrededor de una esfera a $Re = 250$. Los valores de distancia de los dos ejes están referenciados con el diámetro de la esfera a partir del centro de la misma. Tomado de Johnson y Patel (1999).

En la atmósfera, la longitud efectiva o real de la estela depende las condiciones de turbulencia del viento y de la separación entre las gotas. Con base en los resultados de Taneda (1956), Pruppacher *et al.* (1970), y Nakamura (1976), la longitud de la estela aumenta con el tamaño y la velocidad de caída de las gotas. No obstante, si dos gotas con el mismo diámetro fueran cayendo sobre la misma línea vertical, los resultados teóricos indican que la velocidad relativa de aproximación de la gota superior sería pequeña y, entonces, el tiempo de permanencia dentro de la estela sería largo antes de alcanzar a la primera (Pearcey y Hill, 1956; Lin y Lee, 1975). Por lo tanto, es importante tener idea del efecto de la estela en la velocidad de caída de las gotas que estén por encima de otra.

Es claro que los efectos serán perceptibles conforme la distancia vertical entre las gotas disminuye, de forma que la velocidad de caída de la gota superior tenderá a agregar la velocidad del aire dentro de la estela a su propia velocidad terminal. Con base en los resultados de Pearcey y Hill (1956), la variación total de

la velocidad de la gota superior es del orden de 20% respecto a su velocidad terminal y esto ocurre solo cuando la distancia de separación es de 2.5 veces el diámetro de la gota predecesora. Steinberger *et al.* (1968) muestran una mayor resolución del efecto de estela en la velocidad de la gota superior en función de la distancia de separación (Figura 3.5).

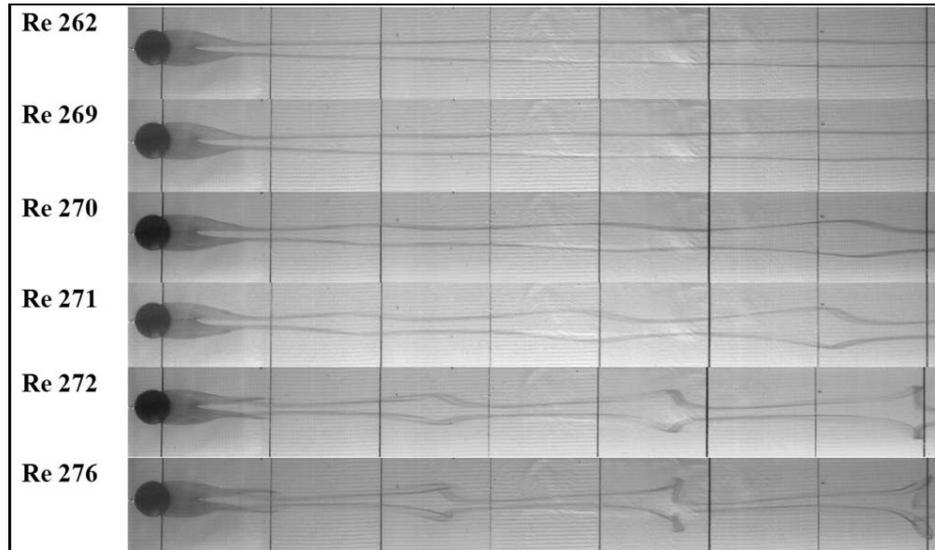


Figura 3.4 Evolución del flujo alrededor de una esfera a diferentes valores de Re donde se muestran la formación y el desprendimiento de los vórtices en forma periódica. Tomado de Gumowski *et al.* (2008).

No obstante, sus resultados son similares respecto al efecto de estela respecto a la distancia. Finalmente, Cataneo *et al.* (1971) también coinciden en que el efecto de estela es observado a una distancia vertical máxima de 2-3 diámetros de la gota inferior, pero también comenta que parece existir un área de influencia en la horizontal de 2-3 diámetros de radio en la distancia máxima. Por su parte, List y Hand (1971) observaron que el ancho del área de influencia de la estela de una gota con 2.9 mm de diámetro es del orden de 5 diámetros con base a la detección de los vórtices generados en una nube de gotitas de 5-10 μm de diámetro por el paso de la gota. Es de hacerse notar que los resultados de máxima distancia vertical para observar un efecto por estela son prácticamente iguales a pesar de que fueron obtenidos para rango de valores de Re muy diferentes.

De acuerdo con lo anterior, se espera que una de las principales características para que el efecto de estela explique el origen de las gotas cayendo a velocidades superiores a v_t (superterminales) es que la diferencia de tiempo de arribo (i.e. la hora a la cual el instrumento comienza a registrar la gota), sea mínima o equivalente a una distancia menor a tres diámetros de la gota precedente.

Otro de los factores que favorecen el aumento de la diferencia de las velocidades ($v/v_t > 1$) es que la diferencia con respecto al diámetro de la gota precedente sea positiva (la gota precedente sea más grande) y significativa, ya que de esta manera la fuerza por la resistencia del aire disminuye considerablemente.

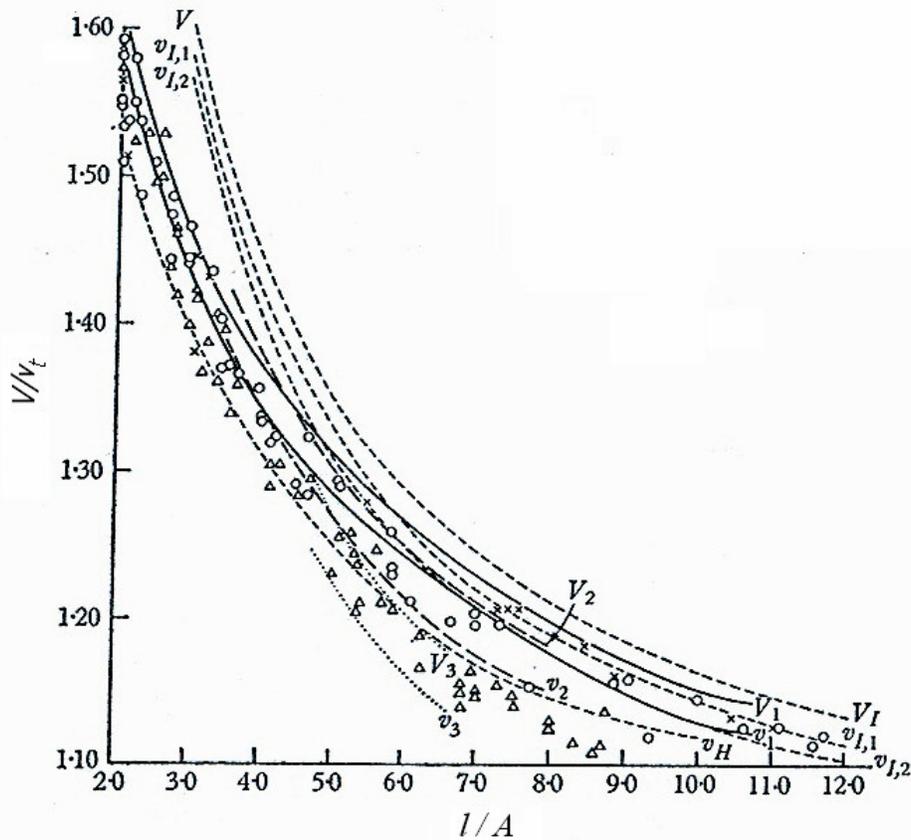


Figura 3.5. Variación de la velocidad de caída V respecto al valor de la velocidad terminal con la distancia de separación l entre partículas esféricas (en relación con su radio A). Modificado de Steinberger *et al.* (1968).

CAPÍTULO 4

MEDICIONES DE VELOCIDAD TERMINAL DE GOTAS DE LLUVIA.

La obtención de datos microfísicos de precipitación tiene implicaciones en diversas disciplinas como la hidrología, erosión de suelos, estudios atmosféricos y climáticos, entre otros. En los capítulos anteriores se ha dejado claro la importancia de la medición de las distribuciones por tamaño y la velocidad de caída de los hidrometeoros de precipitación en la superficie. Desde principios del siglo XX se han realizado mediciones de tamaño y velocidades de caída de hidrometeoros, principalmente gotas de lluvia (ver Laws, 1941). Además, expresiones matemáticas para la estimación de velocidades de gotas también se han propuesto a partir de consideraciones teóricas y de las mediciones hechas en laboratorio y túneles de viento (Laws, 1941; Spilhaus, 1948; Gunn y Kinzer, 1949; Beard, 1976; 1985; Mitchell, 1996; Edwards *et al.*, 2001; Khvorostyanov y Curry, 2005).

Dado el amplio rango de tamaño que pueden tener las partículas de nube y precipitación, y la variación de las condiciones atmosféricas, no existe una sola expresión que permita estimar el valor de la velocidad de caída para todos los hidrometeoros. Beard (1976; 1977; 1980; 1985) desarrollo una metodología para estimar la velocidad terminal de gotas basada en la clasificación por tamaño en tres clases en función del régimen de flujo:

1. Gotitas de nube pequeñas: $0.001 \text{ mm} \leq D \leq 0.020 \text{ mm}$.
2. Gotitas de nube y gotas de lluvia pequeñas: $0.020 \text{ mm} < D \leq 1 \text{ mm}$.
3. Gotas de lluvia grandes: $1 \text{ mm} < D \leq 7 \text{ mm}$.

La velocidad de las gotitas consideradas en el primer grupo es tan pequeña que no tiene implicaciones importantes para fines meteorológicos. La estimación del valor de la velocidad puede realizarse considerando que las gotitas se mueven en un régimen de Stokes. Como ya se mencionó en los Capítulos 2 y 3, el régimen de flujo alrededor de una gota es determinado por el número de Reynolds, el cual se expresa

$$Re = \frac{v(D)\rho_a D}{\eta}$$

donde η y ρ_a son la viscosidad dinámica y la densidad del aire, respectivamente. D es el diámetro equivalente (tamaño) de la gota y $v(D)$ es la velocidad con la que cae. Para gotitas de nube grandes y gotas de lluvia pequeñas ($D < 1 \text{ mm}$) Beard (1976) propone una formulación empírica en términos del *número de Davis*, que es una combinación de Re con el C_D . En el caso de gotas de lluvia de mayor tamaño, la

formación de la estela en la parte anterior parece no generar fluctuaciones de la velocidad debidas a las oscilaciones de la gota. Por otro lado, puesto que la frecuencia de las oscilaciones es mayor a 400 Hz, se considera que la forma de las gotas con $D > 1$ mm es prácticamente invariable y de forma similar a la discutida por Green (1975). La metodología para el cálculo de la velocidad de caída de dichas gotas proporciona ecuaciones sencillas que relacionan la forma de las gotas y su velocidad.

Las primeras mediciones de velocidad de caída de gotas fueron realizadas en túneles de viento, manteniendo suspendidas las gotas en corrientes de aire o dejando caer gotas de agua desde diferentes alturas y realizando las estimaciones de velocidad mediante medios fotográficos (Laws, 1941; Gunn y Kinzer, 1949). Sin embargo, los valores de referencia para todos los trabajos teóricos y experimentales subsecuentes son aquellos obtenidos por Gunn y Kinzer (1949). Las mediciones de velocidad durante eventos de precipitación reales se llevaron a cabo mucho tiempo después, dado los problemas de las técnicas y equipos de muestreo con muy poca automatización. Estos problemas dieron origen al desarrollo de nuevos instrumentos que hicieron posible la obtención de los datos de manera más sofisticada. De hecho, las mediciones de datos microfísicos en condiciones naturales antes de 1969 son muy pocas (Hauser *et al.*, 1984). El actual estado de conocimiento de la microestructura de las nubes y los procesos de evolución de las mismas ha sido alcanzado gracias a la capacidad de obtener la información acerca de las partículas desde diversas plataformas de observación.

4.1 Instrumentos de medición de velocidad terminal de gotas de lluvia.

4.1.1 Disdrómetros electromecánicos.

El disdrómetro (o distrómetro) fué desarrollado por Joss y Waldvogel (1967) y consiste de un sensor electromecánico, el cual transforma el momentum de las gotas de lluvia al caer sobre un disco de 50 cm², en pulsos eléctricos. Las mediciones obtenidas con el disdrómetro suponen que la velocidad terminal de las gotas es un parámetro conocido, lo produce errores en la determinación de los diámetros de las gotas. La relación entre el la señal de voltaje, U_L , y el diámetro de las gotas es obtenida de manera empírica y, generalmente, es de la forma:

$$U_L = bD^c$$

Kinnell (1976) encontró algunas discrepancias en los coeficientes de la calibración mediante el análisis de la señal de un sensor similar al utilizado por el

disdrómetro y sugirió que U_L debería ser proporcional al cambio de la energía cinética

$$\frac{mv^2}{2} \left(\frac{1}{t} \right)$$

donde m es la masa y t es el tiempo de duración del impacto. Por su parte, Joss y Waldvogel (1977) mencionan que "el voltaje proporcionado por el sensor no es proporcional al momentum mecánico ni a la fuerza de impacto de la partícula, sino algo entre ambos". No obstante, correcciones realizadas en la calibración de estos instrumentos (Sheppard, 1990a; McFarquhar y List, 1993) han permitido que el disdrómetro permanezca como uno de los dispositivos más usados en las observaciones de lluvia y sirva en muchos estudios para la comparación de mediciones de distribuciones de lluvia y velocidades de caída de gotas.

Los avances en óptica y electrónica durante la década de 1960 hicieron posible el desarrollo de diversos equipos de medición basados en la detección fotoeléctrica de cada una de las partículas de nube y precipitación. Este tipo de instrumentos ofrece la oportunidad de obtener datos de tamaño (diámetro) y velocidad de caída de las partículas de precipitación de manera individual para realizar comparaciones con las mediciones realizadas en condiciones controladas.

4.1.2 Precipitation Occurrence Sensor System (POSS).

El *POSS* es un sistema de radar, de *banda-X*, dual (doble antena) de baja potencia. Fue diseñado por el Atmospheric Environmental Service de Canadá como dispositivo de medición precipitación (intensidad, tipo y ocurrencia) en estaciones meteorológicas automáticas (Sheppard, 1990b). Las antenas están desviadas 20° respecto a la vertical y los haces se interceptan unos centímetros arriba del instrumento (Figura 4.1).

El *POSS* detecta hidrometeoros y otras partículas durante su caída en un volumen de muestreo que es función del tamaño de las mismas. Cada gota, u otro tipo de hidrometeoro, genera una señal de voltaje cuya frecuencia es proporcional a su velocidad Doppler y el espectro Doppler promedio es convertido a una distribución por tamaño (Sheppard, 1990b; Sheppard y Joe, 1994; Campos y Zawadzki, 2000; Lee y Zawadzki, 2005; ; Sheppard y Joe, 2008). El volumen de muestreo es varios órdenes de magnitud más grande que el del disdrómetro electromecánico (Joss y Waldvogel, 1967) o el video disdrómetro de dos dimensiones.

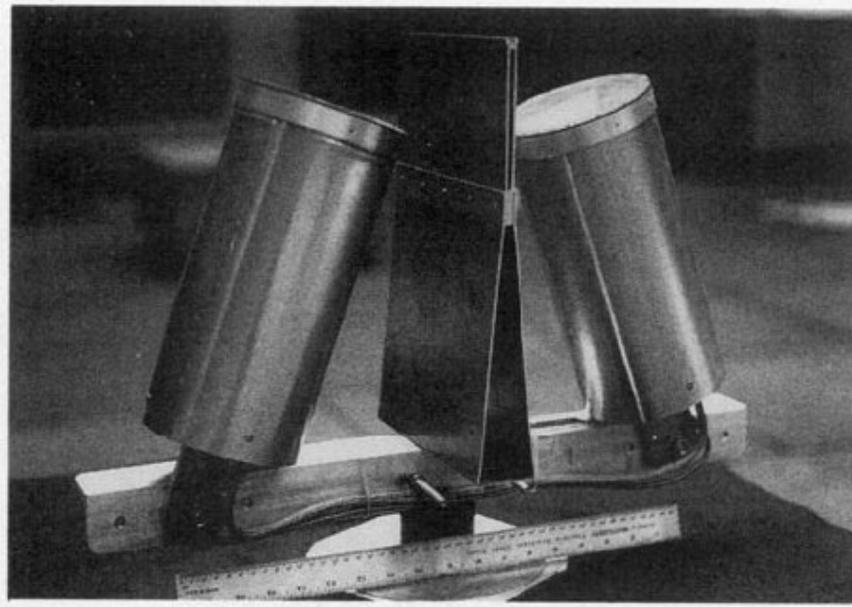


Figura 4.1. Fotografía del Precipitation Occurrence Sensor System (de Sheppard, 1990b).

4.1.3 Video disdrómetro de dos dimensiones (2DVD).

Al igual que los equipos anteriores, el 2DVD permite medir (en principio) diversos parámetros durante eventos de lluvia, nieve o precipitación mixta. La Figura 4.2 muestra de forma gráfica el principio de operación del instrumento: Dos fuentes de luz colocadas en forma ortogonal proyectan haces de luz sobre dos arreglos lineales de fotodetectores (Kruger y Kawadzki, 2002). Cuando una gota atraviesa el haz, proyecta una sombra sobre el arreglo de detectores y se genera una señal que es comparada para determinar el oscurecimiento de los distintos elementos. El tamaño y la forma de las partículas son obtenidos de manera similar a los sistemas que utilizan el principio de ocultamiento ya mencionado. El área de intersección de ambos haces forma el área efectiva de muestreo, que es de unos 10 centímetros cuadrados.

El arreglo ortogonal permite obtener información tridimensional de los hidrometeoros puesto que el sistema de adquisición de datos controla ambos arreglos de fotodiodos que tienen una separación vertical de unos 6.2 mm y, midiendo la diferencia de tiempo de detección (arriba) en ambos planos, se puede obtener la velocidad con la que cae cada partícula (Krajewski *et al.*, 1998; Nešpor *et al.*, 2000; Schuur *et al.*, 2001).

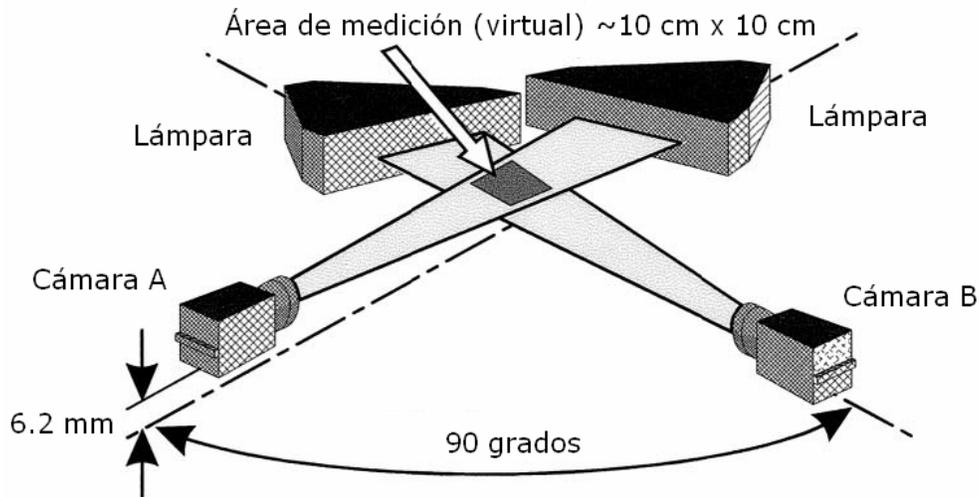


Figura 4.2. Esquema que muestra el arreglo óptico de un 2DVD. La intersección de los haces, con una separación vertical $\sim 6.2 \text{ mm}$, determina el área de medición (Kruger y Kawadzki, 2002).

4.1.4 Pluviospectrómetros con procesamiento de imágenes.

La manera más directa de medir el tamaño de los hidrometeoros es mediante el análisis visual, comparándolos con una escala apropiada. Sin embargo, el análisis visual es laborioso y lento, lo que hace necesario el uso de un sistema de procesamiento digital de imágenes. Para realizar una adecuada determinación de las propiedades de los procesos de precipitación, los requerimientos del sistema de video (fotografía) dependen de las características de los hidrometeoros que se pretende estudiar: tamaño y forma (principalmente en caso de los cristales de hielo) de los hidrometeoros, la rapidez con la que caen, etc. Por otro lado, la resolución de las imágenes debe permitir el análisis de objetos con un rango de tamaño entre 0.1 y 6 mm sin demasiadas dificultades. Además, la frecuencia de disparo (obtención de imágenes) debe ser lo suficientemente alta en concordancia con las velocidades de las partículas (Frank *et al.*, 1994) y/o de las oscilaciones de las gotas (Testik y Barros, 2006). El sistema de iluminación es fundamental para garantizar la calidad de las imágenes, en las cuales es común que la partícula aparezca en color oscuro con fondo blanco o claro. Finalmente, todo el equipo debe ser adecuado para su uso durante los eventos de precipitación (Frank *et al.*, 1994).

4.1.5 Espectropluviómetros y disdrómetros ópticos.

El principio físico de este tipo de equipos es la detección de una partícula (gota) por la disminución de la intensidad de un haz de luz proyectado sobre un

detector cuando ésta pasa a través del área de muestreo, lo cual es conocido como método de ocultación (Hoskings y Stow, 1991). La amplitud y duración de la disminución de la intensidad es convertida a un pulso eléctrico, el cual es relacionado por el sistema de adquisición de datos al tamaño de la partícula. Existen distintos instrumentos que pueden realizar las mediciones de los parámetros de gotas ya mencionadas y estimar la intensidad de precipitación a partir de la distribución por tamaños obtenida de las mediciones. Entre algunos otros, de pueden mencionar los desarrollos de Bradley y Stow (1974), Donnadieu (1978; 1980), Stow y Jones (1981), Hauser *et al.* (1984), y Delahaye *et al.* (2006). Estos equipos tienen dos áreas de muestreo separadas por una distancia vertical (una sobre la otra) y un reloj interno que registra el tiempo de arribo (detección) de cada partícula. La velocidad de caída de la partícula se obtiene mediante la diferencia de tiempo de detección de la misma al atravesar los detectores situados en las respectivas áreas de muestreo.

4.1.6 Espectrómetros de arreglo óptico (de diodos).

Este tipo de instrumentos también está basado en la técnica de detección de imágenes u ocultación (Hoskings y Stow, 1991), de tal forma que puede medirse el tamaño y la concentración de gotas sin la alteración de la muestra (Knollenberg, 1970; 1976; 1981). Cuando se mide el tamaño de una gota, en realidad se determina una longitud. El método más simple para medir el tamaño de una partícula usando un arreglo lineal de diodos puede verse en la Figura 4.3. Un haz colimado es enfocado hacia los detectores y, cuando una gota pasa, ésta proyecta una sombra sobre los diodos, la cual es proporcional al tamaño real de la partícula si el espacio entre cada detector es el mismo. La resolución de cada elemento del arreglo está determinada por una serie de lentes.

Cuando no hay ninguna partícula en el área de muestreo, el haz del láser ilumina todos los fotodiodos. Sin embargo, cuando una gota atraviesa el haz, se produce una pérdida de la intensidad que es detectada por algunos de los fotodetectores (la intensidad detectada debe ser al menos de 50% para que el fotodiodo se considere iluminado) y es almacenada como una secuencia en un dispositivo electrónico. Después que la partícula abandona el área de muestreo, el tamaño de la misma es determinado como el número máximo de diodos sombreados y el tiempo de residencia en el área de muestreo es calculado a partir de la secuencia del elemento electrónico. El error más significativo en la medición es el debido al redondeo de número de fotodiodos ocultados por la partícula (ver Sección 4.4).

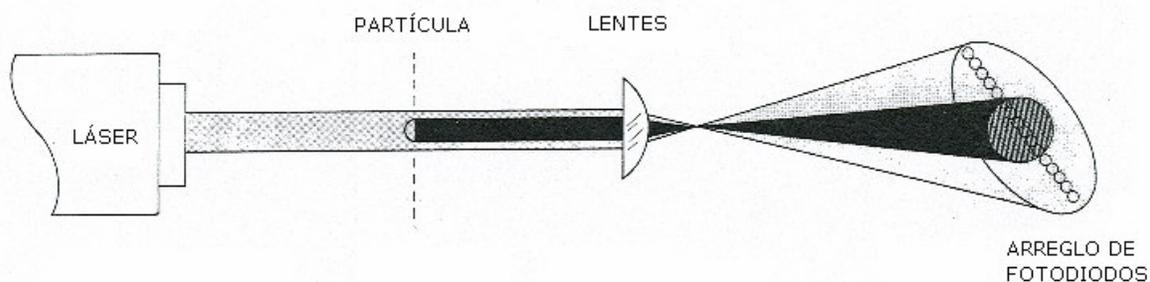


Figura 4.3. Determinación del diámetro de una gota con un arreglo de fotodiodos (Modificado de Knollenberg, 1981).

Los espectrómetros de arreglo de diodos de dos dimensiones, OAP-2D (por sus siglas en inglés), tienen detectores y sistemas electrónicos muy similares a los descritos en los párrafos anteriores. Una descripción detallada de este tipo de equipos fue hecha por Knollenberg (1976, 1981). De forma muy general, un OAP-2D tiene una gran capacidad de muestreo debido a un dispositivo que permite analizar la cantidad de luz detectada por cada uno de los fotodiodos a una frecuencia de 4 MHz. Esto permite que, cuando una gota va atravesando el área de muestreo, la partícula sea detectada en "rebanadas" de diodos iluminados y ocultos. En la Figura 4.4 se muestra un ejemplo de la medición de una gota grande (con relación $\alpha = b/a > 1$) que pasa a través del área de muestreo de del instrumento. La imagen del recuadro negro representa la imagen obtenida: en la dimensión horizontal se aprecia el número de diodos cubiertos por el paso de la gota y en la vertical se relaciona el tiempo que tarda la gota en atravesar la zona de muestreo. El número máximo de diodos cubiertos en la imagen es proporcional al diámetro equivalente de la gota, asumiendo que ésta tiene una forma similar a la de equilibrio. Cada "renglón" o rebanada equivale al inverso de la frecuencia de muestreo empleada de modo que el tiempo es proporcional al número de rebanadas (slices) de la imagen. El OAP-2D se conecta a una computadora, o sistema de adquisición de datos, en donde las imágenes obtenidas son codificadas de tal forma que se puede tener la información del tiempo exacto (hasta milésimas de segundo) del inicio de la detección de la gota, el número de "rebanadas" y diodos con sombra, y el tiempo de tránsito de la partícula en el área de muestreo, entre otros.

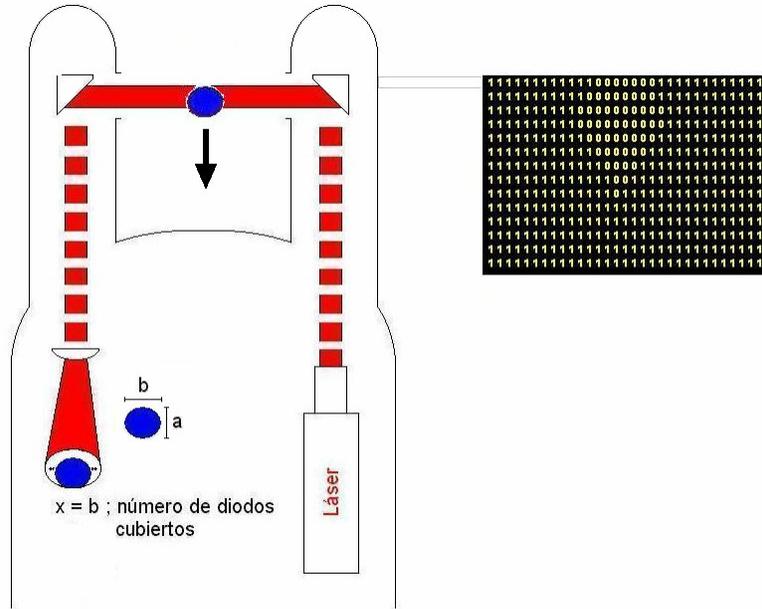


Figura 4.4. Esquema de detección de una gota en un OAP-2D. Los fotodiodos iluminados son codificados como “ceros”, mientras que aquéllos que fueron sombreados al pasar la partícula son codificados como “unos”.

Dos espectrómetros de este tipo muy comunes en las campañas de mediciones microfísicas de nubes y precipitación son el OAP-2DC y el OAP-2DP (*C* por *cloud* y *P* por *precipitation*). Las diferencias entre ambos equipos son mínimas, excepto en la parte óptica. El OAP-2DC (en adelante sólo se referirá como 2DC) detecta partículas de nube y precipitación en un rango nominal entre 25 y 800 μm , utilizando una resolución de 25 μm por diodo. Con esa resolución, a una frecuencia de muestreo de 4 MHz y montado sobre una plataforma con velocidad de 100 m s^{-1} , un tiempo de 250 ns equivale a una distancia de 25 μm , lo que es similar a la resolución del equipo. El OAP-2DP (en adelante 2DP) puede detectar gotas de lluvia en un rango nominal entre 200 y 6400 μm a una resolución de 200 μm . Cuando ambos equipos se utilizan simultáneamente, la frecuencia de muestreo del 2DP, para las resoluciones mencionadas, es restringida a un octavo del valor correspondiente al 2DC.

4.2 Obtención de datos microfísicos de lluvia con dos espectrómetros ópticos (2DC y 2DP) en una plataforma fija.

El grupo de Física de Nubes del Centro de Ciencias de la Atmósfera, en la Universidad Nacional Autónoma de México, ha realizado mediciones de niebla y precipitación haciendo uso de espectrómetros de gotas de arreglo óptico (García y

Montañez, 1991; Montañez y García, 1992; García y González, 2000; García *et al.*, 2002; García y Montero, 2004; Montero y García, 2004) montados en plataformas móviles y fijas. Una de las metodologías utilizadas por el grupo de Física de Nubes para el muestreo de lluvia consiste en colocar los dos espectrómetros en posición vertical de tal modo que las gotas caen pasando a través del área de muestreo de los instrumentos. Además, se colocan un pluviómetro (con una resolución de 0.2 mm, para un rango de precipitación entre 0.2 y 100 mm h⁻¹, según el fabricante), un anemómetro de copas y una veleta para la adquisición de datos meteorológicos durante el muestreo, para así comparar los datos del pluviómetro y el 2D-P para intensidad de lluvia (Figura 4.5).



Figura 4.5. La imagen muestra los dos espectrómetros 2D en posición vertical para el muestreo de gotas de precipitación en fijo. También se pueden ver la estación meteorológica cerca de los instrumentos.

Las condiciones meteorológicas registradas por la estación *Davis* muestran los valores de la presión, la temperatura y de la intensidad de viento en el sitio. El sitio de muestreo se localizó en las instalaciones del Centro de Ciencias de la Atmósfera (19°19' Norte, 99°10' Oeste), dentro del *campus* de Ciudad Universitaria de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), a 2280 m sobre el nivel medio del mar en la parte sur del Valle de México (Figura 4.6).

Mediante el sistema de adquisición de datos, *Particle Analysis and Collection System* (PACS), es posible cambiar la frecuencia de muestreo de tal forma que las imágenes de las gotas al pasar por la región de muestreo de los espectrómetros sean lo más redondas posible. No obstante, debido a que la velocidad terminal de cada gota es función del tamaño de las mismas, muchas de las imágenes obtenidas

a las frecuencias de muestreo utilizadas tienen forma elongada (García y Montero, 2004), como se muestra en la figura 4.7.

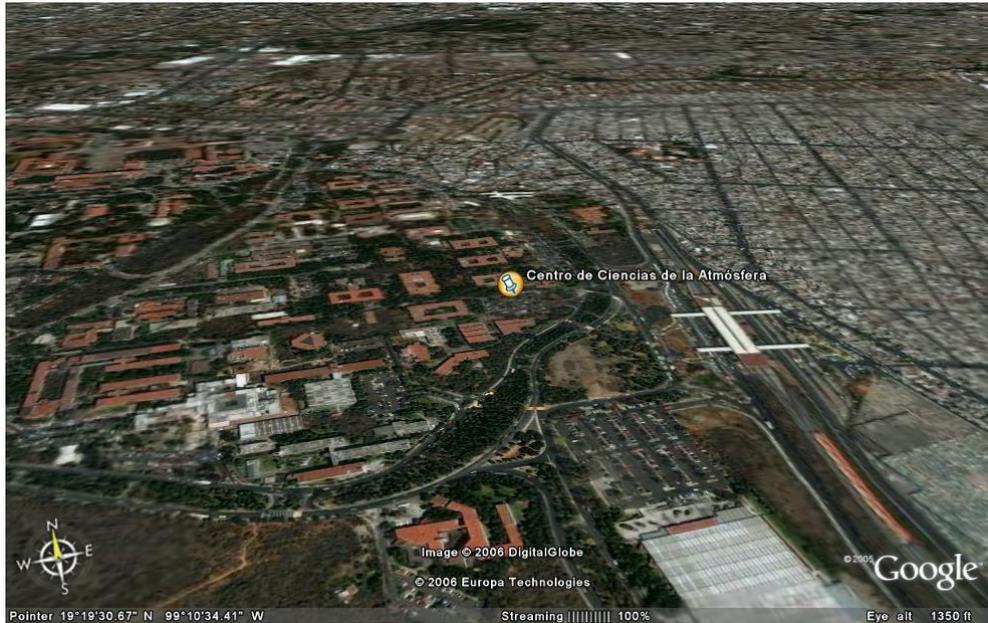


Figura 4.6. Fotografía de los alrededores a la zona de muestreo en el área del campus de Ciudad Universitaria de la UNAM. Tomada de *Google-Earth*.

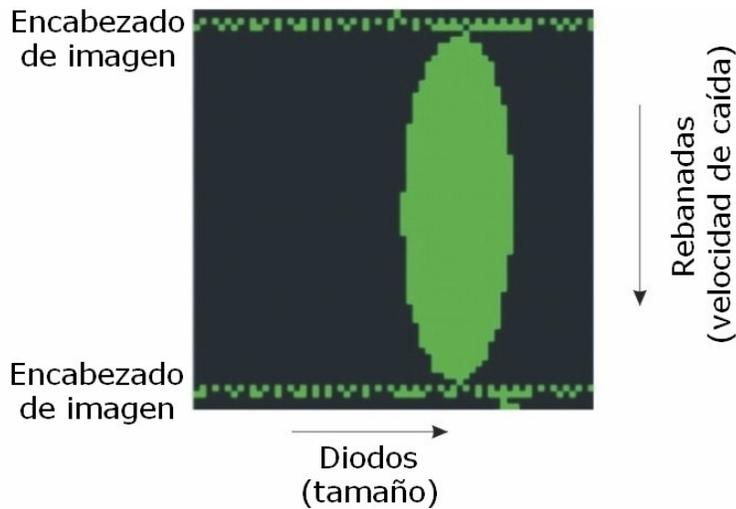


Figura 4.7. Ejemplo de una imagen obtenida por PACS durante el muestreo de gotas de lluvia con espectrómetros de arreglo de diodos (OAP-2D) orientados en forma vertical y sobre una plataforma fija. El eje horizontal representa el tamaño de la gota mientras que el eje vertical es proporcional al tiempo que tarda al pasar a través del área de muestreo (ver detalles en el texto). Las imágenes son separadas por dos barras horizontales que contienen información codificada de cada una de las partículas detectadas, como el tiempo de arribo de la gota, entre otros datos.

Por el diseño del programa de adquisición de datos, cuando el número de 'rebanadas' de una gota que pasa por el área de muestreo es mayor que noventa y nueve, la imagen que se genera se corta y queda fuera de la muestra estadística al no poderse determinar el tiempo que la gota tardó en atravesar por completo el área de muestreo. Por otro lado, si se disminuye la frecuencia de muestreo del espectrómetro, el número de 'rebanadas' que se registran también lo hace, de forma que no es posible distinguir la diferencia en el tiempo de residencia en la región de muestreo entre dos gotas de diferente tamaño. La Figura 4.8 muestra el número de rebanadas registradas por el sistema de muestreo si se asume que las gotas caen a velocidad terminal (Beard, 1976) y que su forma es igual a la descrita por Green (1975), de donde se puede estimar las dimensiones de los ejes mayor y menor de la gota, y a la de equilibrio:

$$\text{rebanadas} = \frac{\text{eje_menor} * \text{frecuencia_de_muestreo}}{\text{velocidad_terminal}}$$

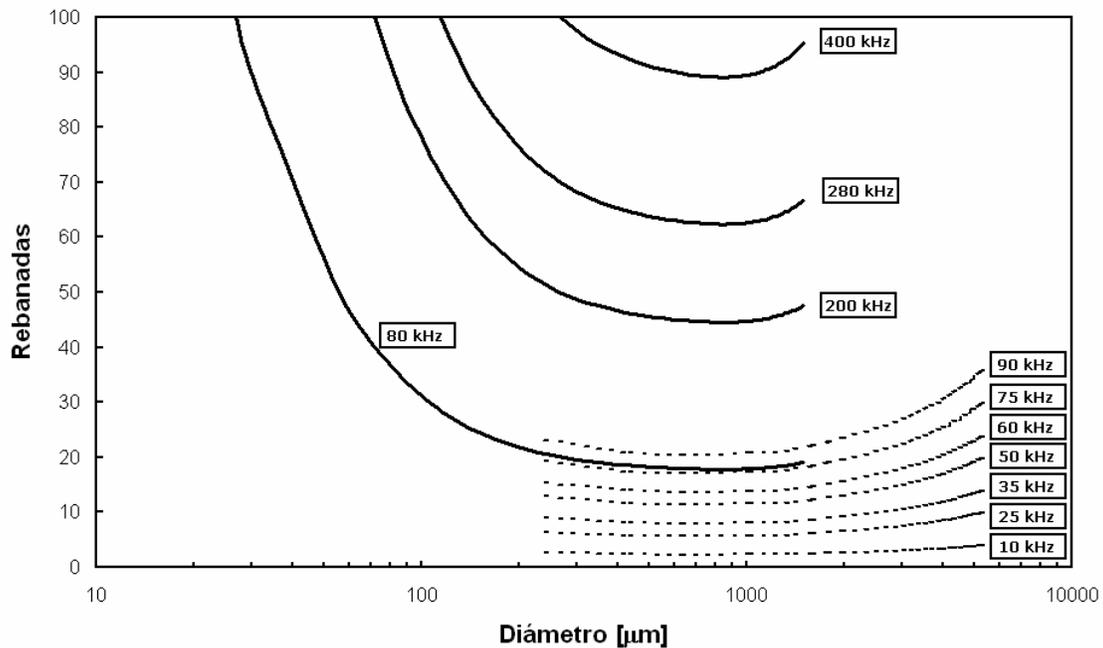


Figura 4.8. Diagrama que muestra la respuesta del 2DC (líneas continuas) y del 2DP (punteadas) con diferentes frecuencias de muestreo para gotas de diferente tamaño cayendo. Modificado de García y Montero (2004). Para el caso de mediciones de gotas cayendo a velocidades distintas a su correspondiente velocidad terminal, es posible estimar este parámetro al calcular el tiempo que tardó la partícula de agua en atravesar la región de muestreo del equipo (calculado con el número de rebanadas y la frecuencia de muestreo) considerando que su forma es la del equilibrio.

Por ello, durante el muestreo se debe elegir la frecuencia que permita obtener la mayor información microfísica en el rango de diámetros de gotas esperado con base en la intensidad de precipitación del evento. Para fijar las condiciones de frecuencia de muestreo de los espectrómetros en posición vertical, se realizan algunas consideraciones tomando en cuenta los valores de velocidad terminal (Beard, 1976), para los distintos tamaños de las gotas de precipitación en las condiciones de presión y temperatura similares al sitio de muestreo. Además, también se consideró la orientación de los instrumentos respecto a la deformación de las gotas al caer originada por la fricción del aire con base en los resultados de Green (1975).

Los datos obtenidos son almacenados y codificados por el programa PACS. Este programa guarda varios archivos que contienen la información como la configuración de los espectrómetros: resolución, frecuencia de muestreo, imágenes, entre otros. Las imágenes de las partículas son guardadas en archivos con extensión *.2d1 (en el caso del 2DC) y *.2d2 (para el 2DP), los cuales son analizados con un programa en lenguaje C++, denominado *Anallnx*, que fue desarrollado por Álvarez y Torreblanca (1992) y analiza las imágenes truncadas con base en el esquema propuesto por Heymsfield y Parrish (1978). Los archivos *.2dx contienen, además de la información de las imágenes de las gotas, detalles de cada imagen (codificada en el encabezado) como el número de partícula, la hora en que fue detectada y el número de rebanadas. Las imágenes de gotas que cubre uno de los diodos en los extremos del arreglo en el detector representan un porcentaje importante en el número de gotas detectadas. El eliminar estas imágenes, "reduce la eficiencia" de los OAP. En estos casos, el programa de análisis trata de calcular el centro de la gota con base en las rebanadas que no están truncadas en coordenadas X y Y , donde X representa el número de diodo y Y el número de rebanadas. Habiendo calculado la línea de centro, el software verifica que la misma se encuentre dentro de la sombra y no fuera del rango comprendido por el arreglo de diodos (Figura 4.9).

El mismo programa *Anallnx* también realiza los cálculos para obtener las distribuciones de tamaños de gotas de los periodos de lluvia analizados considerando que el volumen de muestreo para cada rango – o canal, definido por el número de diodos cubiertos – es diferente debido a la variación de velocidad de las gotas. De forma operativa, el espectro de gotas se obtiene mediante el conteo y clasificación por tamaños de los hidrometeoros y relacionándolo con el volumen de aire analizado, expresándose en términos de concentración. El volumen de muestreo depende del sistema óptico y de la electrónica de cada equipo (en el caso

de instrumentos que están basados en la detección por el método de ocultación, fotográficos y radar). El volumen de muestreo (VM) es definido por el producto del área, la velocidad y el periodo de muestreo. En particular, para el caso de los OAPs utilizados en posición vertical e instalados en una plataforma fija, la velocidad será diferente para cada gota dependiendo de su velocidad *real* de caída. Por cuestiones prácticas, la velocidad en cada canal se considera igual a la velocidad terminal de una gota con tamaño similar al valor medio del rango del mismo.

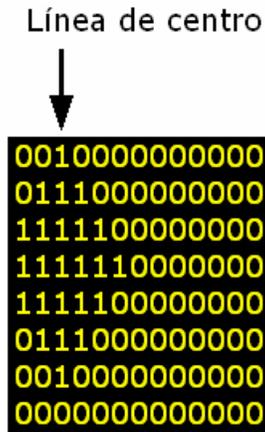


Figura 4.9. Diagrama que muestra la línea de centro dentro de una imagen truncada por la izquierda de una gota detectada por el OAP y que cubre uno de los diodos extremos del arreglo.

4.3 Otras consideraciones para la metodología de muestreo de gotas de precipitación con espectrómetros OAP-2D instalados en plataformas fijas.

Esta técnica de muestreo permite, en las condiciones arriba mencionadas, la colección de datos microfísicos de las gotas de lluvia. Además de las distribuciones por tamaño de gotas, también se obtiene información acerca de la velocidad a la que caen. Esto nos permite comparar la velocidad de caída de las gotas con la predicha para las condiciones de presión y temperatura del sitio de muestreo por otros autores (Beard, 1976; Gunn y Kinzer, 1949).

Las observaciones más recientes de oscilaciones en las gotas durante eventos de lluvia por parte de Testik *et al.* (2006), mencionadas en el Capítulo 2, muestran diferencias de velocidad de caída menores a 10% respecto a v_t . Además, se observó que las gotas que no oscilan caen de manera vertical, mientras que las que oscilan lo hacen teniendo una componente de velocidad en la horizontal ($0.2-0.3 v_t$) sin que exista una dirección preferente. Dichas observaciones fueron realizadas durante condiciones de viento en calma (velocidad del viento $< 1 \text{ m s}^{-1}$), por lo que

consideró que las gotas no estaban bajo la influencia de efectos de turbulencia de gran escala.

Otro parámetro que podemos obtener es la distancia entre las partículas de precipitación por medio de las diferencias en el tiempo de arribo registrado por el instrumento. El tiempo de arribo, como se mencionó en el capítulo anterior, corresponde a la hora en que el instrumento detecta el bloqueo de la luz en alguno de sus fotodiodos cuando la gota comienza a atravesar el área de muestreo (es decir, cuando se detecta la primera rebanada de cada gota). Como es de suponerse, las distancias entre las gotas son más pequeñas cuando la intensidad del evento se incrementa. Pero más allá de la consideración anterior, sabemos que un evento de precipitación evoluciona con el tiempo y se manifiesta con diferentes valores de intensidad de precipitación. Esto nos puede hacer ver la precipitación como un conjunto de "paquetes" de gotas, cada uno con diferentes características (concentración de gotas, rangos de tamaños, distintas distribuciones de gotas en el espacio, etc.), que podríamos identificar por sus promedios de distancias entre gotas. Otro parámetro que se puede utilizar para caracterizar un evento de lluvia en distintos "paquetes" es la intensidad de precipitación. Los resultados obtenidos indican que, al parecer, existe una correspondencia entre la variación de la intensidad de precipitación y los promedios de la distancia entre gotas (diferencias de tiempo de arribo entre gotas) durante un evento de lluvia, lo que reforzaría el criterio para caracterizar los paquetes de gotas en un periodo de precipitación.

Los espectrómetros utilizados en las observaciones que en el presente trabajo se reportaran no tienen la capacidad de distinguir si dos gotas caen en el mismo plano (Figura 4.10). Aunque es posible obtener la diferencia del tiempo de arribo (o detección) de las gotas, no se puede determinar con certeza la distancia que las separa. Con esto en mente, el análisis de los datos de distancia debe considerar una componente de probabilidad para los casos de gotas cayendo directamente encima una de la otra o dentro del volumen de influencia de la gota precedente.

Respecto a la probabilidad de que la gota superterminal caiga dentro del volumen de barrido de alguna otra gota, tomando como referencia el área de muestreo del 2DP, los valores de probabilidad las gotas más grandes son los más grandes por su mayor área transversal. De acuerdo con los resultados de Cataneo *et al.* (1971), los valores de probabilidad para las gotas más grandes es del orden de 10% ($D > 5$ mm) y disminuyen a la mitad para los casos de gotas que son más comunes de observar en las mediciones ($D < 3$ mm), tal y como se muestra en la Tabla 4.1.

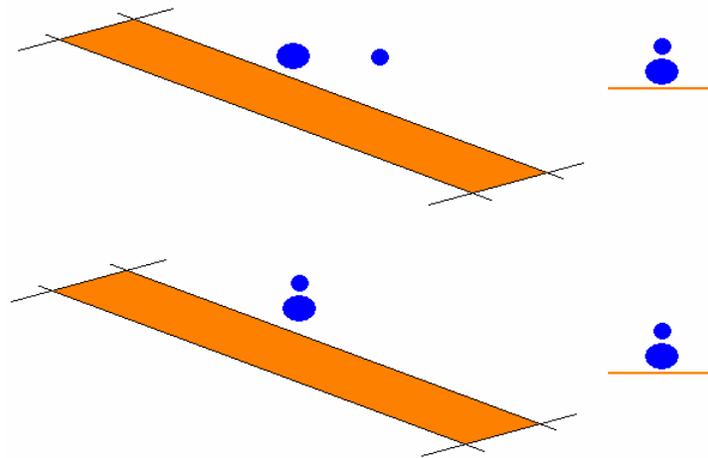


Figura 4.10. Esquema que muestra los posibles escenarios durante la detección de hidrometeoros y la forma en como se registran las gotas, en dos dimensiones, por el sistema de medición (derecha). La probabilidad de que una gota vaya cayendo dentro del volumen de influencia de la gota precedente depende del tamaño de ésta última. Por ejemplo, el valor de la probabilidad en el caso de que la gota precedente sea de tamaño $D = 3 \text{ mm}$ es de $\sim 2.4\%$ basado en el área del 2DP y en su área de influencia (Cataneo *et al.*, 1971). Sin embargo, las imágenes 2D registradas por el sistema de medición son iguales a pesar de que los escenarios de caída son distintos.

D (μm)	439	834	1031	1420	2010	2574	2952
P (A_e/A_m)	0.08%	0.28%	0.44%	0.82%	1.6%	2.7%	3.5%

Tabla 4.1. Relación del área de influencia de la estela (A_e) de una gota precedente, en función de su tamaño, respecto al área de muestreo (A_m) del 2DP utilizado por el grupo de Física de Nubes del CCA.

Dada la forma de los espectrómetros (redondeados en los brazos y en su parte "frontal" o superior como se observa en la Figura 4.5) y las dimensiones del área de muestreo, la probabilidad de registrar gotas producto del rebote y rompimiento de otras en el equipo es muy pequeña. Al impacto, las gotas reaccionan al incremento de la presión y una película de fluido comienza a desplazarse radialmente (sobre la superficie) y se forman ondulaciones que, dependiendo de varios factores, pueden generar gotas secundarias. Aunque el proceso de impacto no ha sido comprendido completamente, se sabe que los factores tales como tamaño y velocidad de la gota, así como propiedades físicas del

fluido como la densidad y su viscosidad, son importantes. Por otro lado, el ángulo de impacto también es determinante para la formación de las gotas satélites que son el resultado del impacto.

Los resultados de algunos estudios, como el de Bussmann *et al.* (2000), muestran una tendencia a la formación de gotas satélite conforme el tamaño y la velocidad de las gotas son mayores. Por otro lado, las ondulaciones en la película formada durante el impacto tienden a disminuir si la humedad sobre la superficie aumenta y el ángulo de contacto decrece. Otro factor que debe mencionarse es que si una gota colisiona con los brazos del instrumento y alguna de las gotas satélite producidas pasara a través del área de muestreo, ésta caería con una trayectoria muy inclinada. En ese caso, no es claro el efecto en el registro de velocidad obtenido por el sistema de muestreo puesto que la inclinación puede ser contrarrestada por la velocidad de la gota.

4.4 Análisis de errores para las mediciones de velocidad terminal de gotas de lluvia con el espectrómetro de arreglo óptico 2DP.

Durante las mediciones de precipitación con los espectrómetros utilizados, los errores instrumentales pueden conducir a conclusiones inciertas si no son considerados. Como ya se dijo anteriormente (Sección 4.2), el tamaño de las gotas se determina con la cantidad máxima de diodos cubiertos en la imagen producida por la partícula al atravesar el área de muestreo. El sistema de adquisición de datos considera que un elemento del arreglo de diodos es cubierto si la intensidad de luz detectada por el mismo disminuye en más del 50%, lo que equivale a decir que más de la mitad del diodo es cubierta. Por lo tanto, si una gota proyecta su sombra de diferente forma sobre el arreglo de diodos, el tamaño asignado por el sistema puede ser distinto (± 1 diodo), tal como se esquematiza en la Figura 4.11. Este tipo de incertidumbre es especialmente importante para la asignación de tamaño de las gotas que sólo cubren un número mínimo de elementos en el arreglo de diodos pero disminuye conforme la cantidad de diodos cubiertos es mayor dada la relación entre los diodos cubiertos n y el error de ± 1 diodo, como se muestra en la Figura 4.12.

Otra fuente de error similar puede deberse al número de "rebanadas" en la imagen. Si consideramos que la configuración del 2DP, en realidad por cada canal (diodo) se puede medir gotas en un rango de tamaño que esta relacionado con la resolución del instrumento. Si la sombra proyectada por la partícula sólo cubre un diodo, se dice que la misma cae en el primer rango de tamaños (correspondiente a las partículas más pequeñas). Si cubre dos diodos, entonces se dice que la partícula pertenece al segundo rango (también se le puede llamar canal) y así sucesivamente.

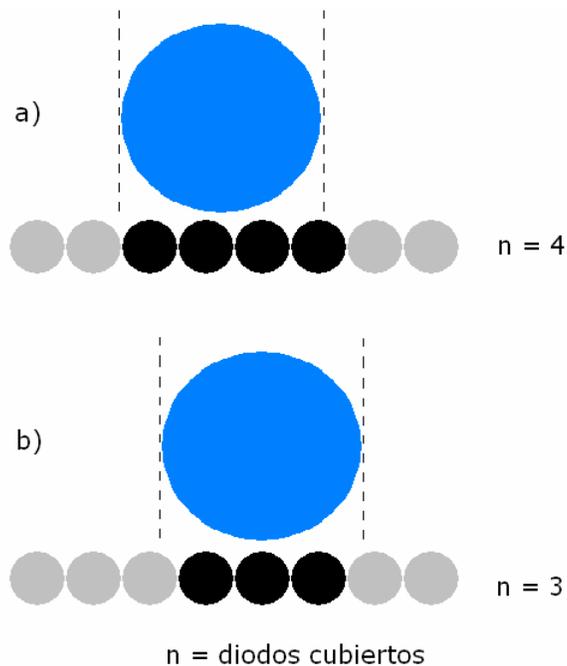


Figura 4.11. Esquema que muestra el número de diodos cubiertos, n , por una gota dependiendo de la forma en como es proyectada la sombra sobre el arreglo de diodos de un espectrómetro 2D. a) En el esquema superior, $n = 4$, puesto que la sombra sobre el cuarto elemento es mayor al 50%; b) Dado que la sombra sobre los diodos en los extremos de la proyección es menor a la mitad de los mismos, el tamaño asignado a la gota es equivalente a 3 elementos en el arreglo. El diámetro calculado para la gota es en función de la resolución del espectrómetro.

Dado que la velocidad terminal de las gotas esta en función de su tamaño, entonces se debe analizar el efecto de la diferencia de velocidad en las observaciones. Como ejemplo, la Tabla 4.2 muestra los valores de velocidad (en cm s^{-1}) de las gotas del segundo rango de tamaño de gotas en el 2DP (correspondientes al rango nominal de tamaño entre 320 y 549 μm) calculadas por el número de rebanadas en las imágenes utilizando una frecuencia de muestreo de 50 kHz. La variación de velocidad terminal de las gotas en la Tabla 4.2 es de casi el 25% respecto al valor de v_t correspondiente al diámetro medio del rango (438 μm). No obstante, si cualquiera de las gotas con tamaño en el límite del rango cayera a su correspondiente valor de velocidad terminal, el número de rebanadas registradas por el equipo sería igual a doce (tal como una gota con el mismo tamaño al diámetro nominal del rango y cayendo a velocidad terminal) en los dos primeros casos y once para el caso de la gota más grande. Si consideramos que podemos estimar el número de rebanadas esperadas para cada rango o canal de las

imágenes registradas (doce para el caso de gotas de $440 \mu\text{m}$ o segundo canal), entonces el error calculado mediante un análisis de Poisson ($\sqrt{\text{rebanadas_esperadas}}$) tendría un valor aproximado al 29% si la frecuencia del muestreo es de 50 kHz. Por lo tanto, en el caso de gotas con tamaño en el rango de diámetro correspondiente al segundo canal, *sólo variaciones en las observaciones de velocidad de caída de gotas de hasta el 60% pueden atribuirse al 2DP.*

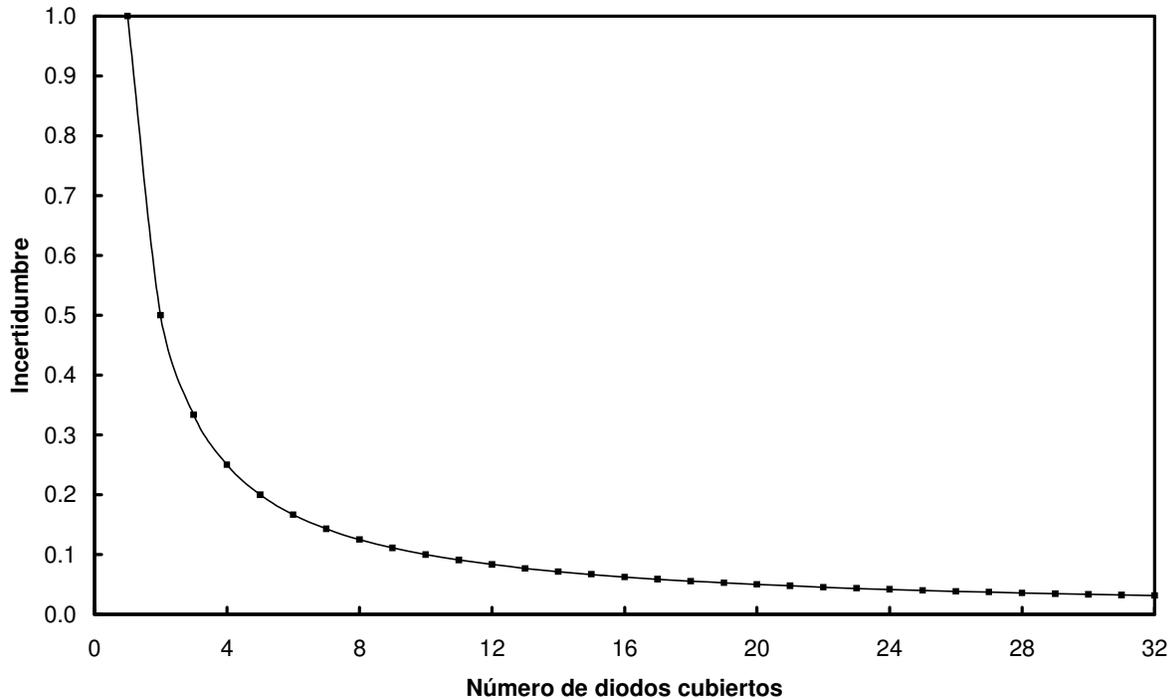


Figura 4.12. Incertidumbre generada en la asignación de tamaño de partículas producida por el número de elementos cubiertos n en el detector de un OAP (2D-C y 2D-P).

Con diferentes frecuencias de muestreo, principalmente 35 y 60 kHz, las variaciones de las velocidades de caída calculadas con base al número de rebanadas son similares al caso de 50 kHz, pero el número de rebanadas en las imágenes de gotas cayendo a velocidades similares a v_t es de 8 y 14, respectivamente. Esto significa que variaciones en los valores de velocidad de caída de gotas con tamaño de $D \approx 440 \mu\text{m}$ (segundo canal del 2DP) mayores que el 60% con respecto a v_t deben tener alguna otra explicación, de lo que se discutirá más adelante.

D	b	v_t	Rebanadas				
			10	11	12	13	14
(μm)	(μm)	(cm s^{-1})					
340	339	142	169.50	154.09	141.25	130.38	121.07
438	437	188	218.46	198.60	182.05	168.04	156.04
538	534	236	267.00	242.73	222.50	205.38	190.71

Tabla 4.2. Estimaciones de velocidad de caída de gotas de lluvia en el rango de tamaño D correspondiente al segundo canal del 2DP en función al número de rebanadas en las imágenes obtenidas. Las columnas b y v_t corresponden a la dimensión del eje menor de la gota y su velocidad terminal a las condiciones de 20° C y 780 mbar de presión (condiciones de muestreo), respectivamente.

Análisis similares hechos para el caso del 2DC, incluyendo varios canales para tener el mismo rango de tamaños que en el caso del 2DP (recuérdese que el 2DC tiene una resolución de 25 ó 33 μm por diodo) predicen un error menor (13%) en la estimación de la velocidad de caída de gotas de $D \approx 440 \mu\text{m}$ a una frecuencia de muestreo de 400 kHz. Por otro lado, cuando las mediciones se realizan con una frecuencia de 280 khz el valor de la desviación estándar aumenta a casi 15%. Para el caso de gotas de $D \approx 240 \mu\text{m}$ en el 2DC, el valor de la desviación estándar esperado es de $\sim 15\%$. No obstante, las imágenes de las gotas son demasiado largas (> 100 rebanadas) al aumentar la frecuencia (> 400 khz).

Finalmente, el error esperado para las mediciones de velocidad de gotas en el tercer canal del 2DP ($D \approx 640 \mu\text{m}$) es de aproximadamente 48% y 44% si la frecuencia de muestreo es de 35 y 50 khz, respectivamente. Para el caso de gotas de 830 μm de diámetro, la incertidumbre calculada es de 43% y 39% a frecuencia de 35 y 50 kHz y la tendencia es a disminuir la incertidumbre conforme aumenta el tamaño del diámetro nominal del canal en el instrumento.

CAPÍTULO 5

OBSERVACIONES DE VELOCIDAD TERMINAL DE GOTAS DE LLUVIA.

En el capítulo anterior se describieron brevemente algunos de los equipos utilizados por diversos grupos para la estimación del valor de velocidad con la que caen los hidrometeoros. El presente trabajo está enfocado en el estudio de los datos de velocidad de caída de gotas de lluvia, $v(D)$, obtenidos durante eventos de precipitación naturales con dos espectrómetros de arreglo óptico (2DC y 2DP) orientados en posición vertical sobre una plataforma fija. Además, los datos obtenidos de viento horizontal y cantidad de agua acumulada con la estación meteorológica *Davis* proporcionan una indicación acerca de la evolución temporal de los eventos de precipitación sobre el área de muestreo. La base de datos considerada aquí comprende las campañas de medición realizadas durante los años 2002, 2004, y 2006. La gran mayoría de los eventos estudiados ocurrieron en los meses de la "temporada de lluvias" en el área metropolitana de la Ciudad de México (mayo-septiembre) y fueron del tipo convectivo, aunque también se muestran algunos datos de lluvia estratiforme.

En general se observó que, para la mayoría de los casos estudiados, la máxima intensidad de precipitación ocurre durante la primera mitad del evento. La segunda parte es caracterizada más bien por intensidades pequeñas pero de más de 15 minutos de duración en promedio. Esto hace pensar que la mayor parte del agua que precipita desde una nube cae durante el primer tercio de duración del evento de lluvia. La Figura 5.1 muestra la tendencia típica de la evolución de un evento de precipitación en el área de muestreo en la UNAM. La intensidad de precipitación R (en $mm h^{-1}$), calculada con los datos del pluviómetro, tiene su valor máximo durante la primera parte del evento. El valor de R es igual al valor de la pendiente obtenida a partir de los registros de lluvia acumulada en un periodo de tiempo determinado. Como puede verse en la figura, los periodos con intensidad constante tienen una duración de apenas unos cuantos minutos. La duración promedio de periodos con R constante, a excepción de la parte final de los eventos, es menor a los 10 minutos, con una tendencia a periodos más cortos conforme aumenta la intensidad de precipitación. Uno de los principales problemas del pluviómetro utilizado es su limitación para medir la precipitación cuando ocurre a bajas intensidades, como se puede apreciar en este ejemplo: Aunque sigue lloviendo durante más de veinte minutos después de las 15:15 horas, el pluviómetro no es capaz de registrarlo con suficiente precisión. Por otro lado, también se muestran importantes variaciones de R en periodos cortos de tiempo. En este caso, los

aumentos en la intensidad del evento ocurren en unos 2 ó 3 minutos y no están muy bien definidos. Tomando en cuenta el ejemplo de la figura, durante el periodo de tiempo entre las 14:59 y las 15:02, R tiene un valor estimado entre 140 y 155 mm h^{-1} . No obstante, el valor no es considerado estadísticamente significativo por el número de registros (periodo de tiempo) con los que se cuenta.

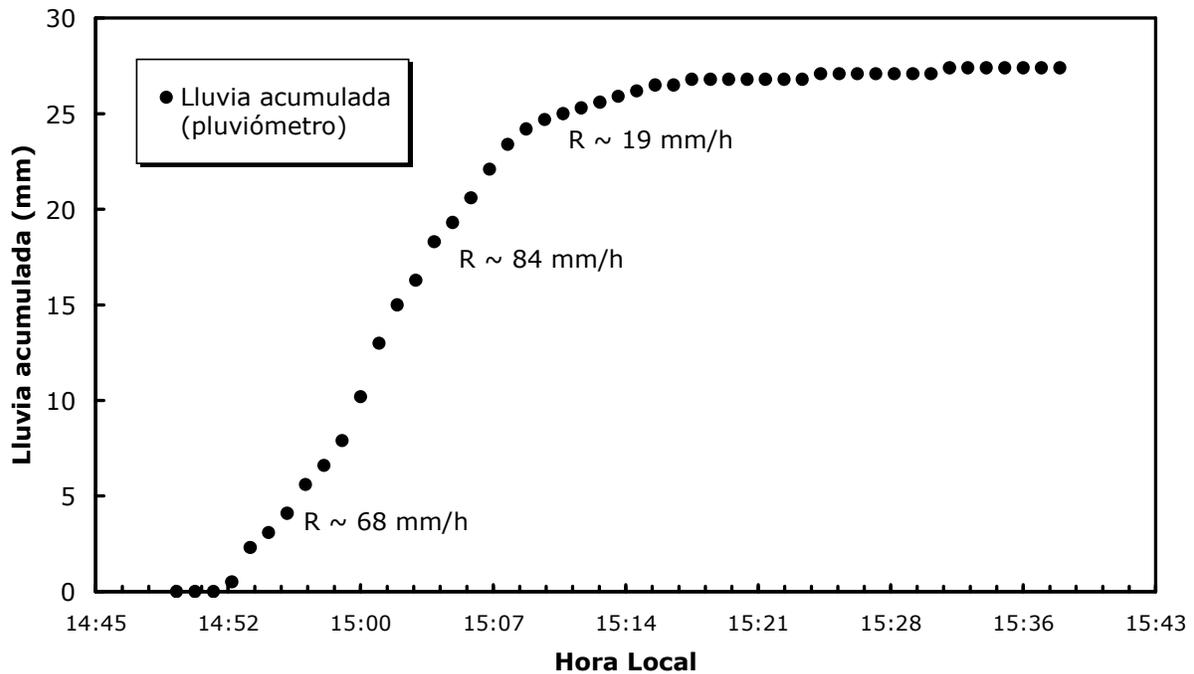


Figura 5.1. Evolución de la intensidad de precipitación para el evento de lluvia ocurrido el 3 de junio de 2004. Los puntos representan los datos de agua acumulada en el pluviómetro registrados cada minuto.

Existen algunas consideraciones que se deben tomar en cuenta para estudiar la forma en como caen las gotas durante eventos de precipitación. La información de temperatura y presión ambientales es utilizada para el cálculo teórico de $v_t(D)$, en este caso con base a la metodología propuesta por Beard (1976). Otro parámetro importante es la velocidad de viento horizontal. Ya se han mencionado los problemas en otros estudios son el efecto de turbulencia y las salpicaduras de las gotas en los equipos de medición. Con el objetivo de minimizar el primero, en el presente estudio se reportan solo resultados obtenidos durante periodos con velocidad de viento horizontal menor que 2 m s^{-1} (Tabla 5.1).

Fecha	Periodo	R	u	u _{rms}	u' _{rms}
	hora local	(mm h ⁻¹)	(m s ⁻¹)	(m s ⁻¹)	(m s ⁻¹)
04/Julio/2002	14:18 - 14:22	15	1.325	1.137	0.514
	14:24 - 14:28	18	1	1.094	0.444
	14:55 - 14:59	3	<1	0	0
	15:46 - 16:01	2.4	<1	0.211	0.179
22/Julio/2002	15:31 - 15:33	12	<1	0	0
	15:45 - 15:47	60	0.08	0.178	0.16
	15:55 - 15:57	12	0.34	0.608	0.504
	16:12 - 16:16	6	0.23	0.302	0.198
19/Septiembre/2002	15:11 - 15:14	24	1.86	1.872	0.149
	15:31 - 15:34	1.2	<1	0	0
20/Septiembre/2002	19:25 - 19:27	72	1.12	1.229	0.514
	19:32 - 19:35	16	<1	0	0
	19:36 - 19:38	6	<1	0	0
	19:44 - 19:51	1.7	<1	0	0
09/Octubre/2002	18:59 - 19:05	10	0.13	0.231	0.188
	19:22 - 19:26	12	<1	0	0
	19:34 - 19:36	18	0.16	0.253	0.196
	20:09 - 20:14	2.4	0.52	0.662	0.407
14/Octubre/2002	8:58 - 09:05	min	<1	0	0
	9:50 - 09:58	min	0.18	0.317	0.26
18/Mayo/2004	19:34 - 19:36	48	<1	0	0
	19:46 - 19:51	22.8	1.62	1.699	0.507
	20:06 - 20:10	4.5	1.4	1.461	0.418
03/Junio/2004	14:57 - 15:00	92	1.33	1.383	0.368
	15:04 - 15:06	69	0.08	0.178	0.16
	15:14 - 15:17	12	0.28	0.434	0.329
09/Junio/2004	13:20 - 13:23	7.2	0.17	0.262	0.198
	13:35 - 13:37	min	<1	0	0
07/Julio/2004	17:36 - 17:39	60	<1	0	0
	17:45 - 17:48	6	<1	0	0
	17:57 - 18:01	6	<1	0	0
01/Septiembre/2004	16:03 - 16:07	34.5	0.31	0.504	0.394
	16:11 - 16:15	4.5	0.17	0.262	0.198
	16:19 - 16:23	22	<1	0	0
	16:36 - 16:43	2.6	0.43	0.568	0.368
02/Septiembre/2004	17:41 - 17:44	12	1.1	1.183	0.436
	17:46 - 17:48	18	1.32	1.397	0.467
	17:54 - 17:56	9	<1	0	0
10/Septiembre/2004	17:32 - 17:35	min	0.43	0.548	0.341
	17:41 - 17:49	min	0.3	0.401	0.266
31/Agosto/2006	15:28 - 15:37	4.5	<1	0.259	0.249
05/Septiembre/2006	20:29 - 20:49	4.5	0.2	0.313	0.244
	21:13 - 21:24	6.5	<1	0	0
	22:12 - 22:33	5.1	<1	0	0
06/Septiembre/2006	20:08 - 20:11	6	<1	0.163	0.149
	20:18 - 20:22	22	<1	0	0
	20:41 - 20:44	1.8	0.65	0.696	0.25
02/Octubre/2006	18:58 - 19:01	6	0.42	0.492	0.261
	19:06 - 19:09	58	0.24	0.284	0.204
	19:23 - 19:30	2.6	0.18	0.266	0.199

Tabla 5.1. Periodos estudiados en el presente trabajo de algunos de los eventos de lluvia que cumplen con la condición de viento horizontal $<2 \text{ m s}^{-1}$. Ver detalles en el texto.

En la Tabla 5.1 se concentran las características de intensidad de precipitación y viento medidos por la estación meteorológica durante los distintos periodos de lluvia analizados en el presente trabajo. También en la tabla se muestran los valores $u_{rms}=[\Sigma(u_i)^2/n]^{1/2}$ y $u'_{rms}=[\Sigma(u_i - \bar{u})^2/n]^{1/2}$, donde u_i es el valor de viento horizontal registrado cada minuto por el anemómetro, \bar{u} es el promedio de viento en el periodo y n es el número de registros o minutos del periodo. Cuando el pluviómetro no hizo ningún registro de lluvia debido a la baja intensidad de precipitación pero los espectrómetros registraron gotas de lluvia, el valor en la columna se expresa como *min*. De forma similar, si no se registró por parte del anemómetro un valor de viento durante todo el periodo, en la columna correspondiente al valor promedio de viento u se expresa $<1 \text{ m s}^{-1}$ y en las columnas u_{rms} y u'_{rms} el valor cero.

Ya se mencionó en los capítulos anteriores la importancia de las distribuciones por tamaños de gotas en los estudios microfísicos de precipitación. No obstante, como ya se refirió en la discusión de la Figura 5.1, la variación de R durante los eventos ha generado alguna controversia acerca de la representatividad de los espectros obtenidos. Jameson y Kostinski (1998; 1999; 2001) realizaron una discusión acerca de los diversos factores que pueden generar una falsa interpretación de las distribuciones por tamaños. Los eventos de lluvia convectiva se caracterizan por cambios frecuentes de la intensidad, lo que sugiere la existencia de distintas áreas o secciones con diferencias en la distribución por tamaños de las partículas que se manifiesta por la inhomogeneidad de las mismas. Por ello, los datos y resultados reportados en el presente trabajo – cuando $R > 5 \text{ mm h}^{-1}$ – corresponden a periodos de lluvia con valores de intensidad constante, basados en los datos del pluviómetro y en el número de gotas detectadas por el 2DP, lo que ocurre durante sólo algunos minutos como puede verse en la Tabla 5.1.

5.1 Resultados de velocidad terminal de gotas de lluvia.

La Figura 5.2 muestra los valores promedio de velocidad obtenidos durante dos diferentes periodos de lluvia analizados: un evento de tipo estratiforme (llovizna) ocurrido el 14 de octubre de 2002 y otro convectivo, durante su parte final, del día 01 de septiembre de 2004. La intensidad de precipitación durante estos periodos fue mínima (especialmente en el caso del 2002 donde el pluviómetro sólo obtuvo un registro de lluvia acumulada de 0.2 mm durante las dos y media horas de duración del evento) y no se observó un número significativo de gotas con $D > 1,500 \mu\text{m}$. No obstante, los espectrómetros, especialmente el 2DC, lograron

detectar suficientes gotas pequeñas para poder obtener valores significativos para la media de velocidad de caída.

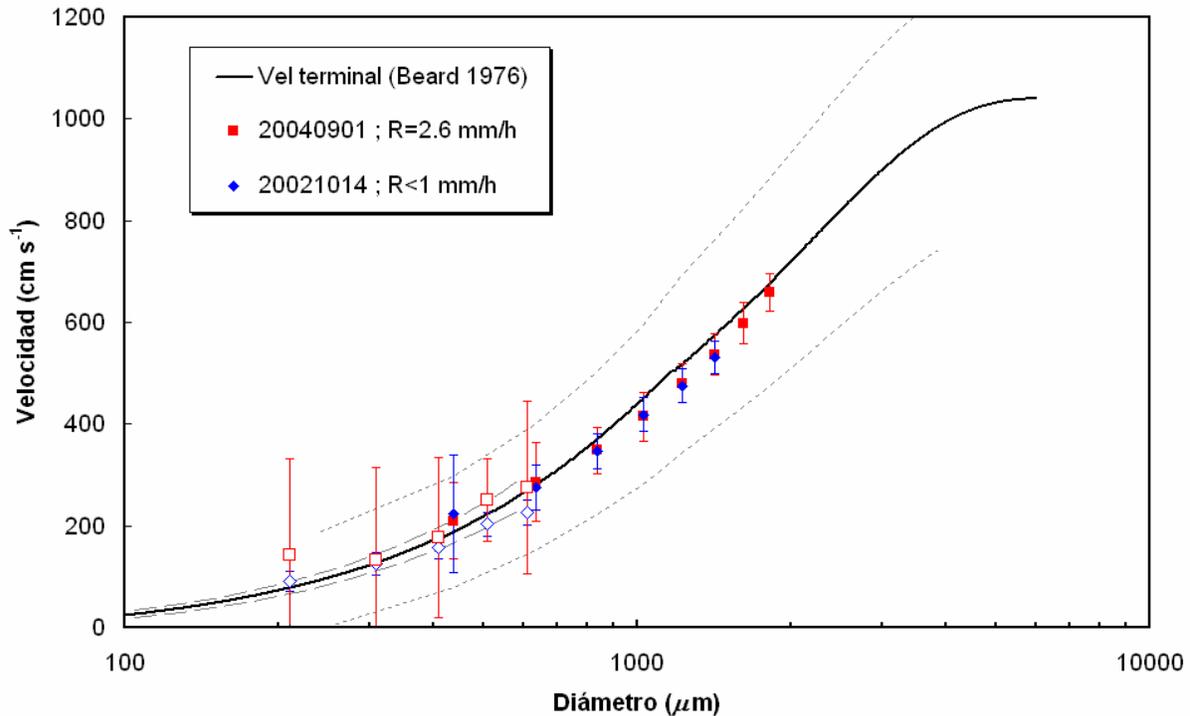


Figura 5.2. Valores del promedio de velocidad de caída de gotas durante un evento de llovizna (estratiforme) ocurrido el 14 de octubre de 2002 y otro de tipo convectivo del 01 de septiembre de 2004. La línea continua representa los valores de velocidad terminal de las gotas calculados mediante el esquema propuesto por Beard (1976). Las líneas punteadas representan la incertidumbre para el cálculo de velocidad de caída de una gota a partir de los datos de los 2DC y 2DP utilizando la metodología del capítulo anterior. Los símbolos sólidos corresponden a los resultados (por categoría) obtenidos con el 2DP, mientras que los abiertos corresponden a los del 2DC. Los datos obtenidos por el 2DC permiten observar que las desviaciones de velocidad observada con respecto a la calculada con el esquema de Beard (1976) son mínimas. Las líneas verticales indican la desviación estándar para los datos del promedio de velocidad.

Los símbolos sólidos en la figura representan el valor medio de velocidad de caída de gotas calculado con los datos registrados por el 2DP durante los diferentes periodos. Puesto que la resolución del instrumento es de 200 μm, los puntos corresponden al diámetro medio del rango (canal) de tamaño correspondiente producido por el número de fotodiodos cubiertos por la gota al pasar a través del área de muestreo del instrumento. Los resultados muestran una buena correlación

entre los valores promedio de velocidad observados durante los dos periodos y los teóricos para las gotas observadas. Los resultados del 2DC son representados por los símbolos con el centro en blanco (abiertos). El área de muestreo del instrumento es menor con respecto a la del 2DP lo que, considerando además las velocidades de las gotas que detecta, causa que el volumen también sea mucho más reducido. Por ello, aunque la cantidad de gotas disminuye de manera inversamente proporcional respecto al tamaño, la cantidad de gotas pequeñas registrada por el 2DC es menor a la correspondiente del 2DP y los resultados del 2DC en la Figura 5.2 fueron obtenidos uniendo los datos de cuatro canales para tener un número de gotas estadísticamente representativo y rangos de tamaño similar a los correspondientes del 2DP. Como puede verse en la Figura 5.2, los resultados del promedio de velocidad de gotas del 2DC siguen bien la línea teórica que representa la velocidad terminal calculada siguiendo el esquema propuesto por Beard (1976), tal como en el caso de los del otro espectrómetro, y son congruentes con los resultados en la región donde ambos instrumentos miden. La importancia de la Figura 5.2 es fundamental por que demuestra que la metodología utilizada en el presente trabajo permite medir de manera correcta la velocidad vertical de las gotas durante un evento de lluvia, siempre que existan las condiciones adecuadas para ello.

Las Figuras 5.3 y 5.4 muestran los resultados del promedio de velocidad de caída de gotas para distintos periodos con diferentes rangos de intensidad de precipitación obtenidos con los espectrómetros. La línea continua y las punteadas son lo mismo que en el caso de la Figura 5.2. Los resultados obtenidos del 2DP muestran una buena correlación (dentro de los límites de incertidumbre esperados) durante los periodos con diferentes intensidades de precipitación entre los valores promedio de velocidad observados para las gotas medianas ($0.5 < D < 2$ mm) y los teóricos. En el caso los valores de velocidad de las gotas más pequeñas ($D < 0.5$ mm), existen desviaciones de los resultados que parecen depender de la intensidad de la lluvia:

1. Para el caso con baja intensidad de precipitación (05 de septiembre de 2006), las gotas con $D > 350 \mu\text{m}$ caen a velocidades similares a las predichas por la teoría. Este periodo, en particular, destaca por el tiempo que se mantuvo lloviendo con la misma intensidad (más de 20 minutos), lo que permitió obtener datos de velocidad de gotas de hasta $700 \mu\text{m}$ con el 2DC y muestra las mismas tendencias que el 2DP. Por otro lado, debe notarse la discrepancia del promedio de velocidad observada para las gotas más pequeñas ($D > 350 \mu\text{m}$) con respecto a la teórica.

2. Cuando $R > 5 \text{ mm h}^{-1}$, los resultados en las Figuras 5.3 y 5.4 muestran de manera clara que el promedio de la velocidad de las gotas con $D \approx 440 \mu\text{m}$ (obtenido con ambos espectrómetros) tiende a incrementarse respecto a su valor de velocidad terminal (teórico) en función del valor de R .

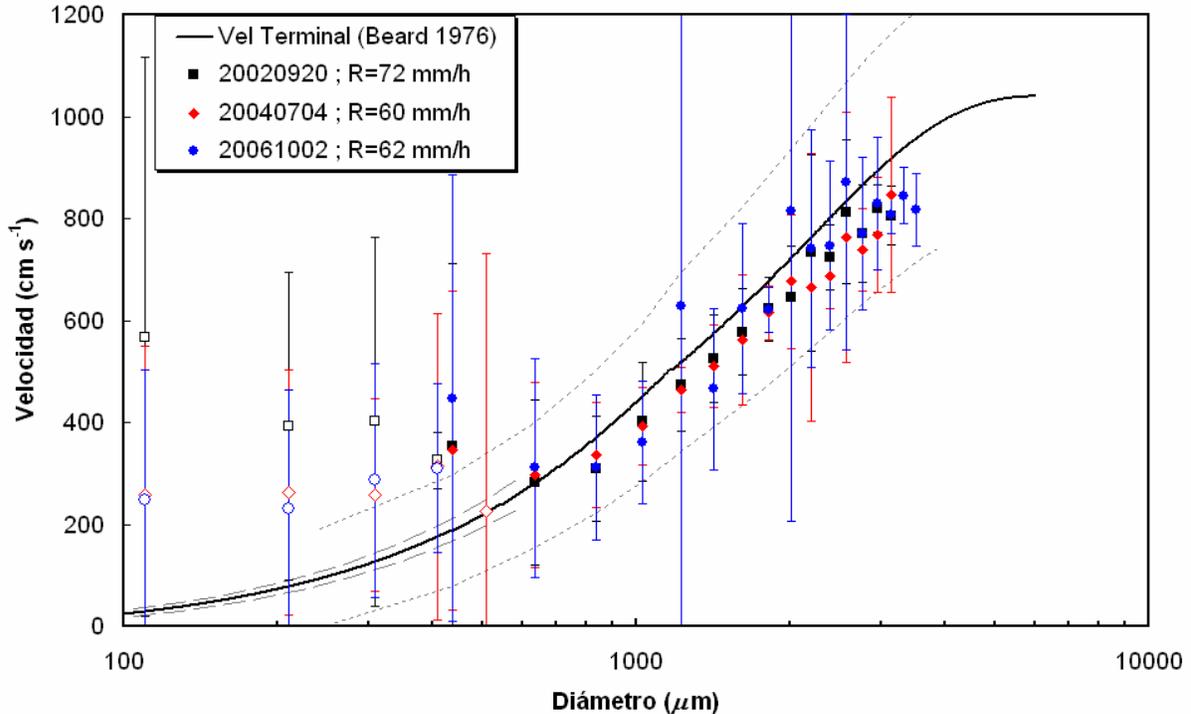


Figura 5.3. Valores del promedio de velocidad de caída de gotas de lluvia para tres periodos con altos valores de R . Como en la Figura 5.2, las líneas verticales indican la desviación estándar. Los valores de incertidumbre tan grandes en los rangos de gotas con $D > 1000 \mu\text{m}$ son debidos a algún registro con valor de velocidad que pudiera ser erróneo, lo cual también se refleja en la diferencia, respecto a la tendencia general, del promedio obtenido.

Los resultados del promedio de velocidad del 2DC siguen la misma tendencia a desviarse con respecto al valor teórico que en el caso del otro espectrómetro utilizado: la diferencia entre los valores medio de velocidad observada y el teórico también aumenta conforme el tamaño de las gotas disminuye y la intensidad de precipitación del periodo aumenta. Lo anterior puede dar alguna idea del origen de la observación de gotas pequeñas cayendo con velocidades mayores a su correspondiente velocidad terminal. Además, en las tres figuras previas puede verse que el promedio de las gotas grandes también tienen una ligera desviación respecto al valor teórico, en este caso a caer con velocidades ligeramente menores. Esto puede deberse a que el esquema de Beard (1976) no considera las oscilaciones de

las gotas al caer, lo que genera fluctuaciones en la velocidad de caída de las gotas más grandes.

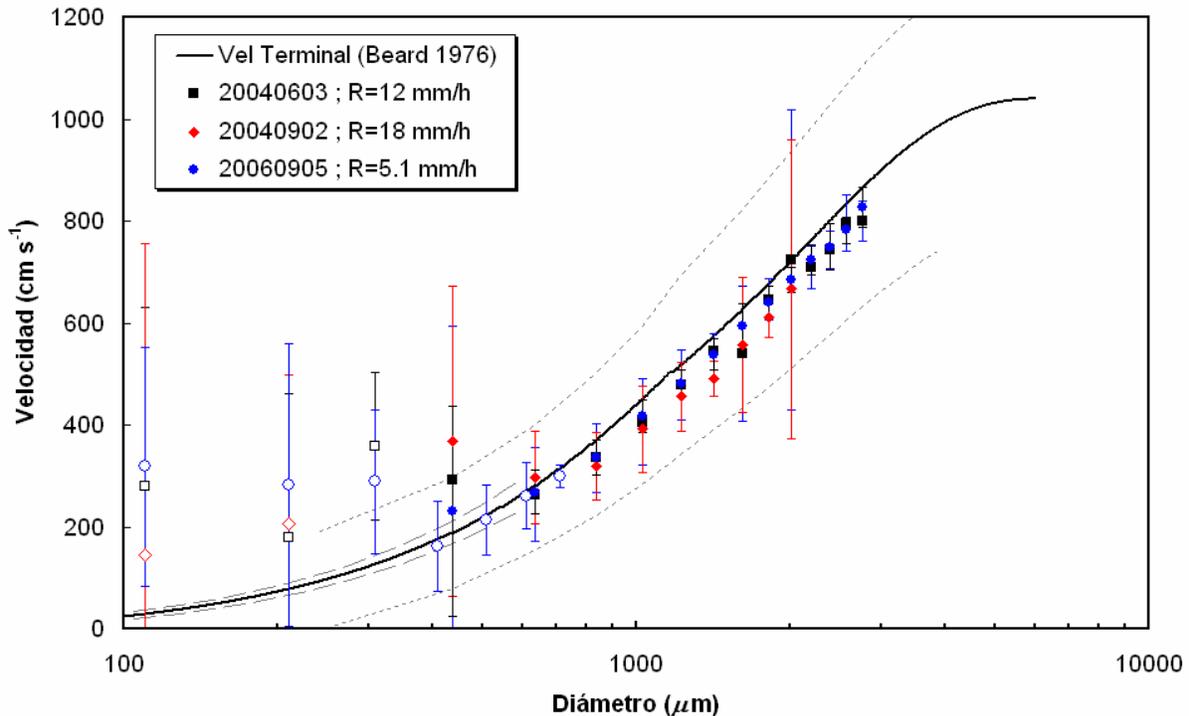


Figura 5.4. Valores del promedio de velocidad de caída de gotas de lluvia para periodos con valores de R entre 5 y 20 mm h^{-1} . Las gotas con $D > 400 \mu\text{m}$ detectadas por ambos instrumentos durante el periodo con $R = 5 \text{ mm h}^{-1}$ siguen cayendo a velocidad terminal. En cambio, para el caso de $R = 12 \text{ mm h}^{-1}$ se observa claramente un aumento en el promedio de velocidad de caída.

Con el objetivo de distinguir fácilmente el grado de comparación entre el valor de velocidad de caída de una gota, $v(D)$, y su correspondiente velocidad terminal, $v_t(D)$, a las condiciones ambientales en las que se realizan las mediciones, se utiliza la razón entre estas variables $[v(D)/v_t(D)]$. La figura 5.5 muestra los resultados, en función de esta razón de velocidad, para diferentes periodos de un evento de lluvia ocurrido el 03 de junio de 2004. Como en la gráfica de velocidad, en la Figura 5.5 puede observarse de manera más clara la tendencia a una mayor desviación del promedio de velocidad de caída en los casos de las gotas más pequeñas. Esto indica que un número significativo de gotas pequeñas caen con velocidades mayores a su velocidad terminal, aún cuando hay otras gotas cayendo normalmente, como lo sugieren las barras de incertidumbre de las Figuras 5.2, 5.3 y 5.4. No obstante, todos estos diagramas no nos dicen mucho más acerca de las velocidades de estas gotas.

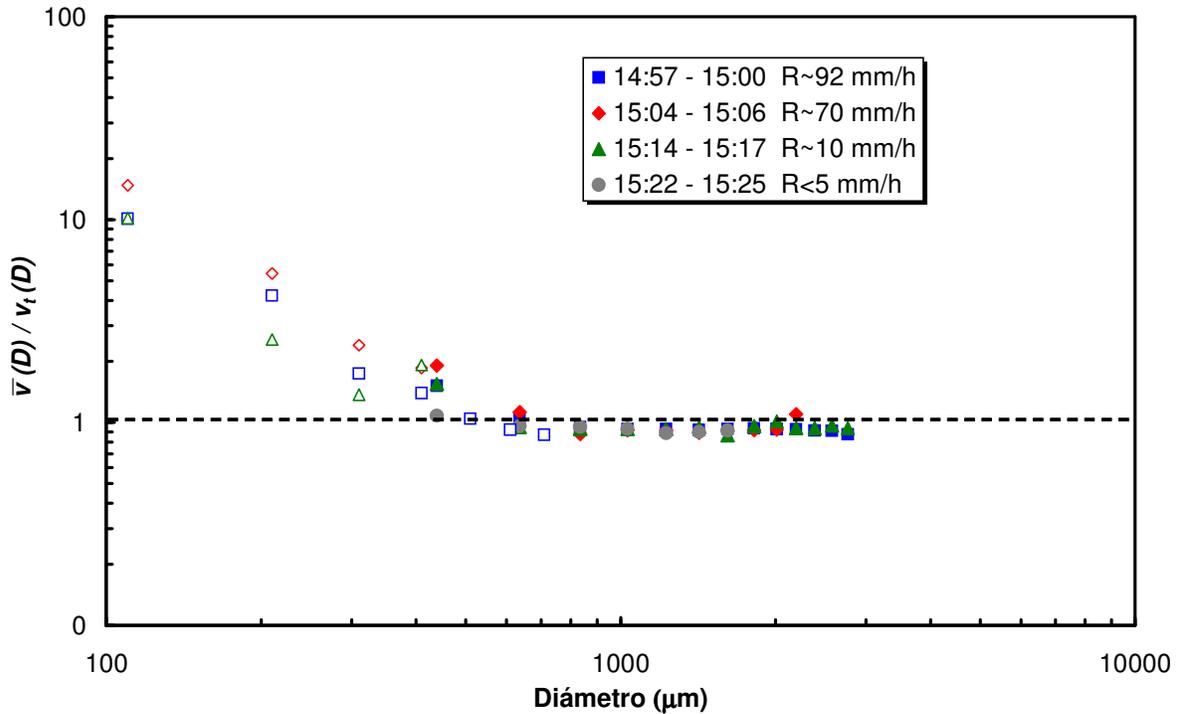


Figura 5.5. Valores de la relación del promedio de velocidad de caída de gotas de lluvia respecto a su correspondiente velocidad terminal para diferentes periodos de precipitación del evento ocurrido el 3 de junio de 2004.

Para realizar un estudio más detallado y, al mismo tiempo, una comparación entre los datos de ambos instrumentos, en lo subsiguiente se detallará los resultados del análisis de las velocidades de caída en las gotas de tamaño aproximado $D \approx 440 \mu\text{m}$. Esto es porque las gotas de este tamaño son, de forma más frecuente, detectadas por ambos instrumentos. De esta forma es posible hacer comparaciones entre los datos de ambos instrumentos y permite “generar” cierta confianza en las observaciones realizadas. Esto significa que se analizan principalmente los datos del segundo rango o canal de tamaños más pequeños del 2DP y el correspondiente grupo de ‘canales’ del 2DC. Tal como se mencionó en el capítulo anterior, la incertidumbre del segundo canal del 2DP es relativamente alta. No obstante, como se verá más adelante, las variaciones de velocidad registradas son aún mayores a la incertidumbre y son ser corroboradas por el 2DC. Esto es especialmente afortunado dado el hecho de que sólo las gotas con $D < 500 \mu\text{m}$ caen frecuentemente con valores de velocidad mayores a v_t y pueden ser detectadas por ambos espectrómetros.

En la Figura 5.6 se muestran los resultados de la razón del promedio de velocidad de caída de gotas con diámetro aproximado de $440 \mu\text{m}$ (obtenido con el

2DP), expresado sólo como \bar{v} , durante los distintos periodos analizados y la velocidad terminal (el valor de velocidad terminal, en promedio, para las gotas del mencionado tamaño en las condiciones de muestreo es de 188 cm s^{-1}) en función de R . Los resultados desplegados en la Figura 5.6 reflejan de manera más clara lo que ya se había mencionado anteriormente: la desviación del promedio de velocidad de caída aumenta con el valor de R , especialmente cuando la intensidad del periodo es mayor que 10 mm h^{-1} .

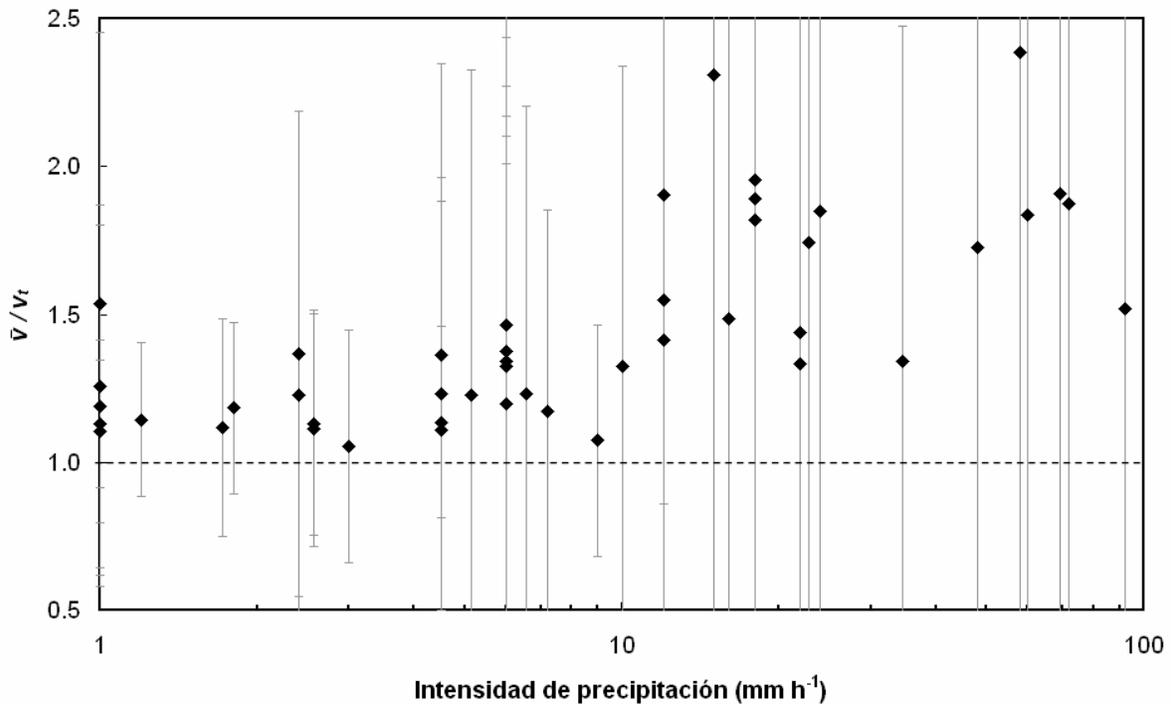


Figura 5.6. Resultados de la comparación de la media de la velocidad de caída y la velocidad terminal, \bar{v}/v_t , para gotas de $D \approx 440 \mu\text{m}$ en función de la intensidad de precipitación. La media fue estimada para periodos de precipitación con valores de intensidad más o menos constantes, en base a los datos del pluviómetro de la estación *Davis* utilizada. Los resultados son una muestra de los periodos de eventos de lluvia medidos con el 2DP durante los años 2002, 2004 y 2006.

Las líneas grises verticales en la Figura 5.6 indican la desviación estándar del parámetro \bar{v}/v_t y no se observa alguna indicación, en base al valor de los promedios, de que exista un número significativo de gotas cayendo con velocidades menores a v_t (valores de \bar{v}/v_t negativos). Esto se afirma ya que, como se verá más

adelante, aunque existen algunas gotas cayendo a velocidades menores a v_t , en el caso de la mayoría de ellas su velocidad no excede la incertidumbre esperada y los valores tan grandes de desviación estándar son mas bien causados por el número de gotas cayendo a velocidades mayores a v_t . Además, la dimensión de la desviación estándar parece tener una tendencia a incrementarse con el valor de R .

Como se mencionó antes, la intensidad de precipitación esta dada por el producto de la concentración, el volumen de las gotas (D^3) y su velocidad terminal (la cual puede expresarse como una función del tamaño $v(D) \sim D^{0.5}$). Al considerar la formulación de Marshall-Palmer (1948), que expresa el número de gotas en el intervalo $D+dD$ como $N(D) = N_0 * e^{(-\alpha D/D_0)}$ (donde N_0 es una constante, D_0 es el diámetro volumétrico medio y α es un parámetro que depende del valor de la relación entre D y D_0), se puede expresar una relación entre la intensidad de precipitación y D_0 (que divide el contenido de agua en dos mitades, una en gotas con tamaños menores y la otra en gotas de tamaños mayores a D_0) durante un periodo de lluvia obtenido de la distribución por tamaños de la forma $R \approx N_0 D_0^{9/2}$, lo que concuerda con observaciones de $D \propto R^{0.21}$ para condiciones típicas de precipitación (Kostinski y Shaw, 2009). Esto significa que al aumentar la intensidad de un evento de lluvia, el promedio del diámetro de las gotas observadas también se incrementa, lo que implica un incremento de gotas grandes en cantidades significativas.

La Figura 5.7 ejemplifica de manera gráfica que la concentración de gotas con tamaño $D > 1000 \mu\text{m}$ aumenta con la intensidad de precipitación. Por otro lado, Rogers (1989) y McFarquhar y List (1991b) calcularon que el tiempo transcurrido para que una gota interactúe con otra (que es inversamente proporcional a la distancia recorrida por las gotas antes de una colisión) decrece con la R . De manera específica, McFarquhar y List (1991b) mencionan que el número total de colisiones entre todas las gotas contenidas en un volumen de aire varía proporcionalmente con el R^2 . Por lo tanto es de esperar que la cantidad de gotas cayendo a velocidades similares a v_t disminuya al aumentar el valor de R , lo cual se muestra en la Figura 5.8 donde la cantidad de gotas con velocidad terminal disminuye a la mitad (en el caso del 2DC) cuando $R > 40 \text{ mm h}^{-1}$. Las diferencias entre ambos equipos se deben a que la incertidumbre de la velocidad es menor para el 2DC con respecto al 2DP.

Tal como se podía implicar de los resultados de la Figura 5.6, la cantidad de gotas de $D \approx 440 \mu\text{m}$ cayendo a velocidades similares a v_t (dentro del rango de incertidumbre) disminuye cuando la intensidad del evento aumenta. Sólo para los casos de lluvia ligera, casi el total de las gotas con $D \approx 440 \mu\text{m}$ cae de la forma en

que la teoría lo predice. Cuando $R > 5 \text{ mm h}^{-1}$, la proporción de gotas cayendo a $\sim v_t$ disminuye a casi el 90%. Cuando $R > 10 \text{ mm h}^{-1}$, más del 20% de las gotas con $D \approx 440 \mu\text{m}$ precipitan con velocidades distintas a v_t .

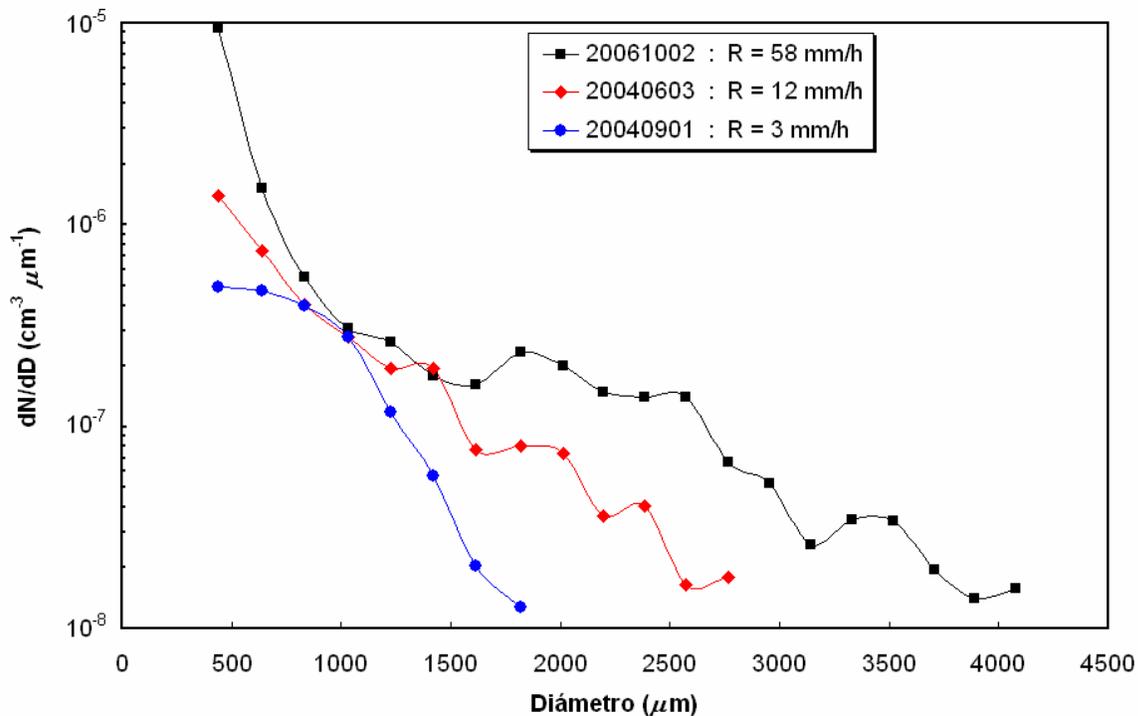


Figura 5.7. Distribución por tamaños de gotas para tres periodos de lluvia con diferentes valores de intensidad de precipitación.

5.2 Distribución de velocidades de caída de gotas durante eventos de precipitación.

Ya se comentó que el promedio de las velocidades obtenido no dice mucho más que el hecho de que existe un número significativo de gotas cayendo con mayor velocidad respecto a la velocidad terminal. Sin embargo, no es posible saber qué tan rápido caen y cuántas de las partículas lo hacen de esa manera. Con el objetivo de mostrar esta información, la Figura 5.9 muestra un diagrama de distribución de frecuencias de los valores de velocidad, en función del número de rebanadas en las imágenes del 2DP. El eje de la abscisa, *eje X*, presenta los datos de la comparación de la velocidad observada de las gotas de $440 \mu\text{m}$ de diámetro con su velocidad terminal en función del número de rebanadas en las imágenes obtenidas por el espectrómetro. Además, el orden del mismo eje esta en orden descendente (a la izquierda, el primer dato corresponde a 17 rebanadas, mientras el último a la derecha lo hace a dos).

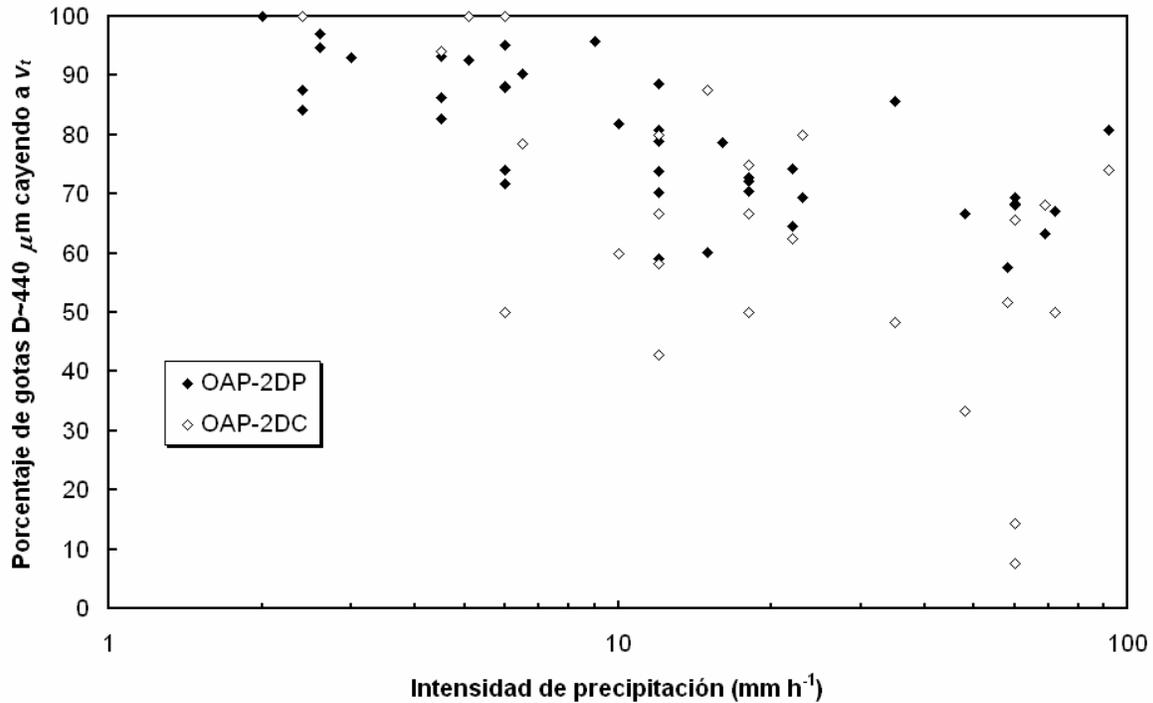


Figura 5.8. Cantidad de gotas (en porcentaje) precipitando a velocidad terminal en función de la intensidad de precipitación. Los puntos negros representan los datos obtenidos del 2DP, mientras que los blancos corresponden al 2DC.

La figura muestra diferencias significativas en las distribuciones de velocidad entre los periodos de lluvia con valores de R mayores y menores que 5 mm h^{-1} , lo cual es lógico dado los valores de la media en los distintos periodos. Los datos del periodo de lluvia más ligera ($R < 5 \text{ mm h}^{-1}$) prácticamente caen dentro del rango de $v/v_t = 1 \pm 0.6$ en forma de una campana gaussiana y con un porcentaje mínimo de registros en la zona de gotas cayendo a mayor velocidad que la velocidad terminal (gotas "superterminales"). Conforme el valor de R va aumentando, la proporción de gotas en el rango de $v/v_t = 1$ va disminuyendo y existe un incremento en la parte de gotas superterminales. Para los casos de $R > 60 \text{ mm h}^{-1}$, la proporción de gotas superterminales es de aproximadamente el 50%. Por otro lado, la cantidad de gotas cayendo con un valor de velocidad menor que la terminal parece no cambiar de manera significativa en ninguno de los casos. El número de gotas de $D \approx 440 \mu\text{m}$ determinado en cada periodo depende de la intensidad del mismo, aunque es lógico que aumente con la intensidad del mismo. Para el ejemplo del 03 de junio de 2004, las cantidades de gotas (solamente de tamaño $D \approx 440 \mu\text{m}$) en cada periodo son $N = 2846, 582, 146$ y 86 , respectivamente. Es claro entonces que, para los periodos de lluvia con valores de intensidad mínima la duración del periodo analizado debe ser

mayor. El análisis de estos periodos es posible ya que, en la mayoría de los casos, tienen una mayor duración que aquellos con valores de intensidad altos.

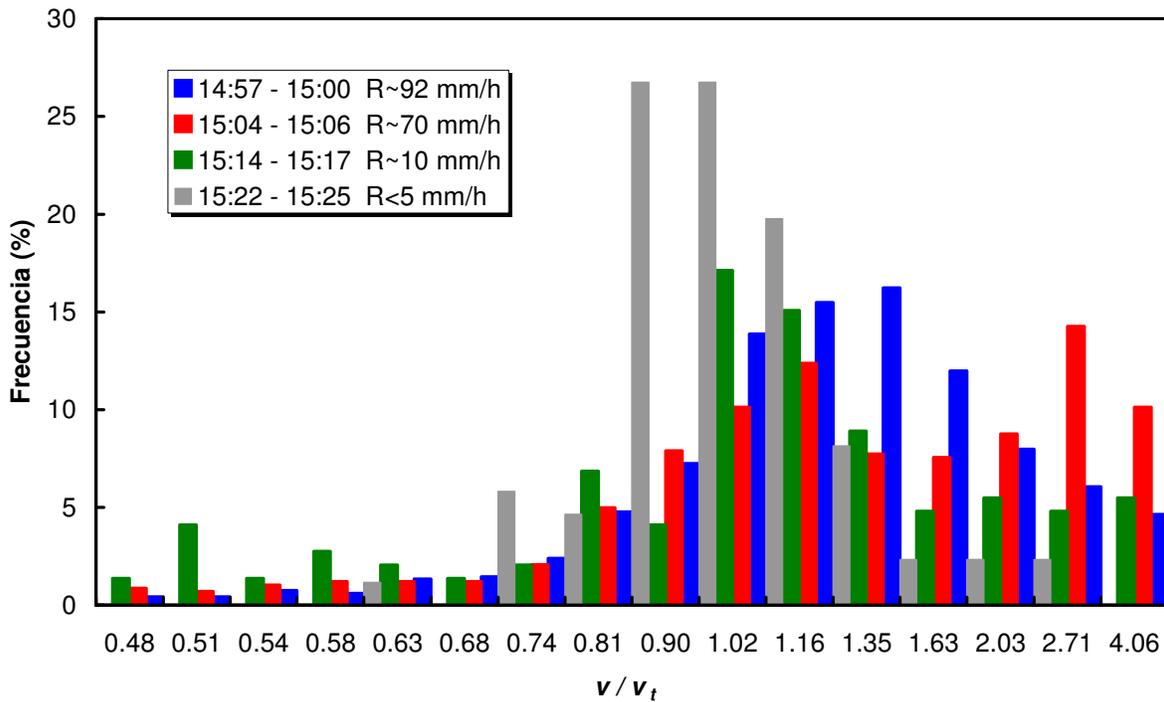


Figura 5.9. Distribución de frecuencia de los datos de velocidad de caída en función del número de rebanadas en las imágenes del 2DP (razón de la velocidad de caída observada y la velocidad terminal) para gotas de lluvia de $D \approx 440 \mu\text{m}$ durante diferentes periodos del evento ocurrido el 3 de junio de 2004.

También se ha mencionado que la utilización de distintos valores de frecuencia de muestreo durante las diferentes campañas tiene ventajas y desventajas. La utilización de frecuencias de muestreo altas permite obtener mejores datos de velocidad del 2DP, pero se pierde mucha información del 2DC (gotas pequeñas). De la Figura 4.8, se puede ver que la utilización de altas frecuencias de muestreo también permite mejorar la información de la velocidad de caída de las gotas superterminales ya que, al tener imágenes con un mayor número de rebanadas se reduce la incertidumbre de la velocidad de las gotas. El ejemplo del 3 de junio de 2004 es solo uno de los muchos eventos de precipitación de los que se tienen datos microfísicos obtenidos con los espectrómetros durante las campañas de medición. El rango de frecuencias de muestreo de los OAPs durante la obtención de los datos en las diferentes campañas fueron entre 25 y 90 kHz para el caso del 2DP y entre 200 y 800 kHz para el 2DC. No obstante, si las fluctuaciones en los resultados de velocidad de caída son reales, entonces deben ser comparables para

distintas frecuencias (diferentes días y/o periodos de lluvia). Con este objetivo, se combinaron los datos de las distintas campañas en función de la intensidad del periodo de lluvia utilizando rangos de velocidad de caída, dependiendo de la frecuencia de muestreo. Los resultados obtenidos indican que el número de gotas superterminales aumenta significativamente cuando $R > 5 \text{ mm h}^{-1}$, tal como ya se había mencionado antes y se muestra en la Figura 5.10.

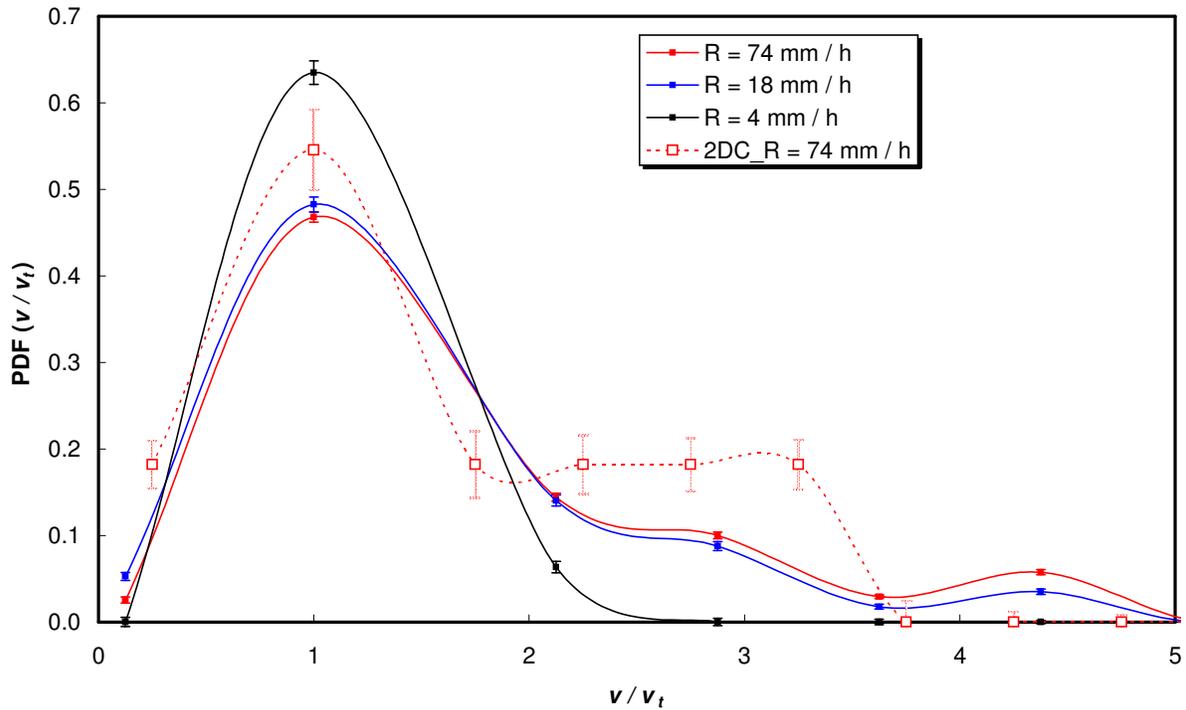


Figura 5.10. Distribución de frecuencias de velocidad de caída por intervalo para gotas de tamaño $D \approx 440 \mu\text{m}$, obtenidas con dos espectrómetros de arreglo óptico montados en posición vertical y sobre una plataforma fija, para todos los periodos analizados de los eventos de lluvia de las campañas mencionadas. Los rangos de v/v_t utilizados en la gráfica fueron establecidos al valor de la incertidumbre para cada equipo de medición. Los valores de R corresponden a los promedios 'pesados' por el número de gotas de diámetro observadas ($N = 8,658$, $4,216$ y $2,379$ para los casos del 2DP con $R = 74$, 18 y 4 mm h^{-1} , respectivamente y $N = 218$ en el caso del 2DC). Las barras verticales representan el error calculado mediante un análisis de tipo Poisson.

La distribución de frecuencia de velocidad en el caso de periodos con valores de intensidad de precipitación bajos ($R < 5 \text{ mm h}^{-1}$) tiene una forma de gaussiana y prácticamente no existen gotas superterminales. En los casos de las distribuciones de lluvia intensa obtenidas con ambos instrumentos, además de que la proporción

de gotas superterminales aumenta, éstas tienen una forma multimodal. Aunque los valores de los picos en las distribuciones no son perfectamente claros, existen indicaciones de que pudieran estar localizados en los rangos de entre 2.5 y 3 y entre 4.2 y 4.5. Estos picos en la distribución aparecen de manera más o menos clara dependiendo de los rangos de v/v_t utilizados para la generación de las gráficas. Las barras de error, calculadas mediante un análisis de Poisson, permiten establecer cierta confianza acerca de que las modas o pico son significativos (ciertos o reales). De tal forma, el pico en v/v_t entre 2.5 y 3 es consistente en todos los casos. Otro detalle importante es que ambos equipos, el 2DP y 2DC, muestran las mismas tendencias en la gráfica, a pesar de que la cantidad de gotas detectadas por el 2DC es mucho menor debido a la menor área de muestreo, la resolución y la frecuencia utilizada por el instrumento. Este otro hecho, también indica que las observaciones registradas son reales y no por efecto de la instrumentación o metodología.

Tal como se puede observar en las Figuras 5.2, 5.3 y 5.4, la desviación del promedio de velocidad de las gotas con tamaños $D < 500 \mu\text{m}$ con respecto a v_t tiende a aumentar si las gotas son más pequeñas. La Figura 5.11 muestra la distribución de frecuencia para gotas de $D \approx 210 \mu\text{m}$ obtenida a partir del 2DC, las cuales muestran que para los casos de eventos intensos existe un gran número de gotas superterminales de ese tamaño durante esos periodos. Además, su velocidad puede alcanzar valores de v/v_t más grandes que en el caso de gotas de $400 \mu\text{m}$. Los valores de incertidumbre más pequeños para el caso de periodos de lluvia intensa se deben a que el número de gotas registradas por el sistema de medición es más grande con respecto al otro caso ($N = 1216$ gotas para $R = 68 \text{ mm h}^{-1}$ y $N = 263$ gotas para $R = 68 \text{ mm h}^{-1}$). Al igual que en la Figura 5.10, los valores de intensidad de precipitación son promedios 'pesados'.

Finalmente, la Figura 5.12 muestra las distribuciones de probabilidad de velocidad de caída para gotas de $D \approx 640 \mu\text{m}$ calculadas a partir de los datos del 2DP. Para este caso, el número de gotas superterminales es mínimo. Sin embargo, parece haber algún incremento en el número de gotas cayendo a velocidades menores a v_t (sub-terminales), considerando la incertidumbre mencionada en el capítulo anterior para el caso de gotas del tamaño considerado en la figura. El número de gotas registradas es de $N = 3594$, 2169 y 2444 para los casos del 2DP con $R = 72$, 18 y 4 mm h^{-1} , respectivamente. Los estimados de intensidad de precipitación son promedios 'pesados'.

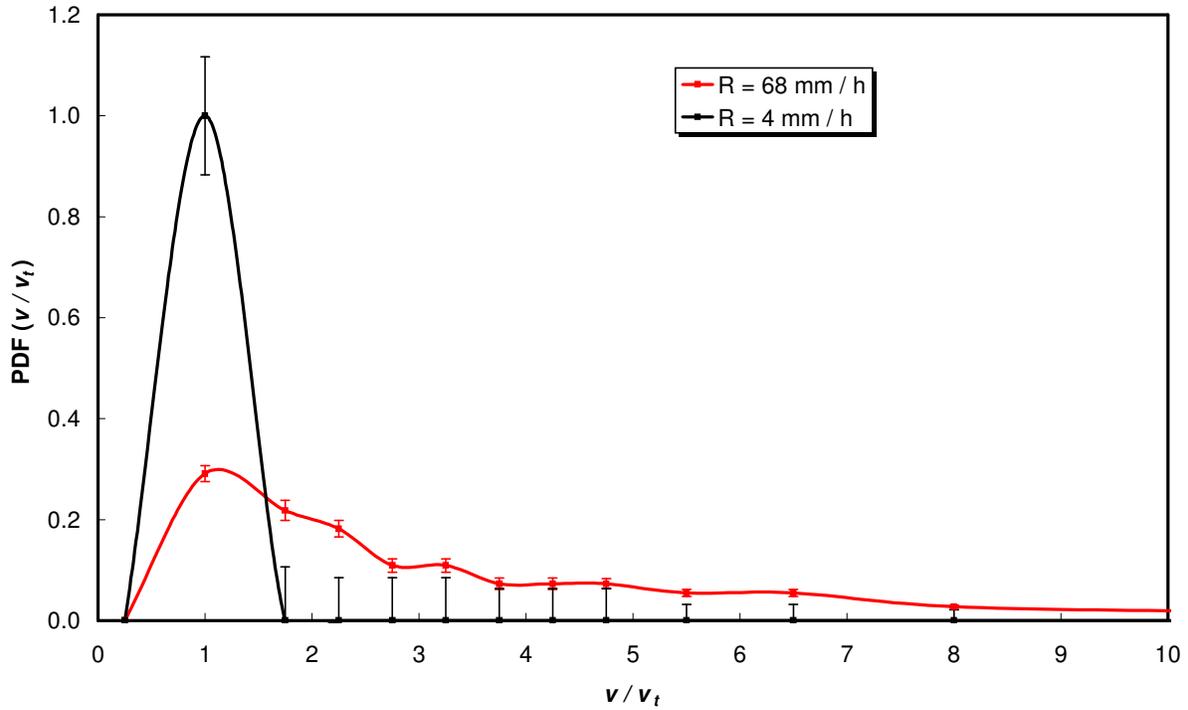


Figura 5.11.- Distribución de frecuencias de velocidad de caída por intervalo para gotas de tamaño $D \approx 210 \mu\text{m}$, obtenidas con el 2DC en posición vertical para los periodos de lluvia analizados en el presente trabajo. De forma similar a la figura anterior, los rangos de v/v_t utilizados en la gráfica fueron establecidos al valor de la incertidumbre para el equipo de medición y las barras verticales corresponden al error (tipo Poisson) calculado.

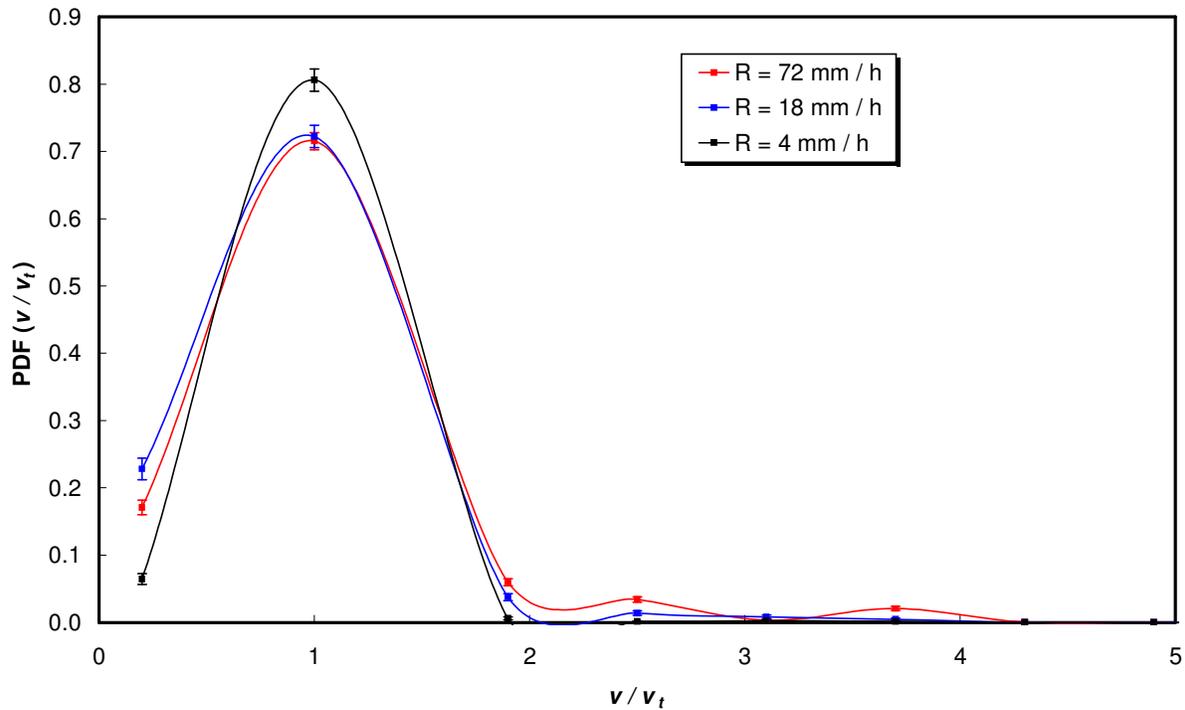


Figura 5.12. Distribución de frecuencias de velocidad de caída por intervalo para gotas de tamaño $D \approx 640 \mu\text{m}$, obtenidas con el 2DP en posición vertical para los periodos de lluvia analizados en el presente trabajo. De forma similar a la figura anterior, los rangos de v/v_t utilizados en la gráfica fueron establecidos al valor de la incertidumbre para el espectrómetro utilizado y las barras verticales corresponden al error (tipo Poisson) calculado.

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN DE RESULTADOS DE MEDICIONES DE VELOCIDAD DE CAÍDA DE GOTAS DE LLUVIA DURANTE EVENTOS DE PRECIPITACIÓN.

Tal como se mencionó al principio de este trabajo, el conocimiento preciso de la velocidad de caída de las gotas y partículas de precipitación es uno de los parámetros más importantes en diferentes áreas de la meteorología y de la física de nubes. Aunque no es la primera vez que se reportan observaciones similares a las mostradas en el capítulo anterior, tampoco se ha profundizado en las hipótesis propuestas para explicar las diferencias de velocidad de caída de algunas gotas respecto a v_t . A continuación, se verán algunas de ellas y la factibilidad de ocurrencia para explicar las observaciones del Capítulo 5 con base en los argumentos mencionados anteriormente.

Las Figuras 5.9, 5.10, 5.11 y 5.12 muestran características importantes para el análisis de los resultados de velocidad. Con el objetivo de plantear las posibilidades de ocurrencia de los procesos propuestos para dar explicación a observaciones como las mostradas aquí (turbulencia del aire al momento de la realización de las observaciones, captura de la gota en la estela del hidrometeoro precedente y rompimiento de gotas grandes), la forma más fácil de pensar en los efectos de cada proceso sobre la distribución de velocidad es si se considera que sólo uno de los procesos ocurre durante la medición.

6.1 Turbulencia.

Ya se ha mencionado que la turbulencia es un proceso extremadamente irregular en el tiempo y en el espacio (Landau y Lifshitz, 1987) y en el que la energía cinética en el fluido está contenida principalmente en los remolinos de mayor tamaño, cuya dimensión, L , está más o menos determinada por la magnitud de la variación de la velocidad, Δu_L . Aplicando los conceptos y las ecuaciones del marco teórico, la pregunta a responder es acerca del efecto de un campo turbulento en las velocidades de las gotas medidas. En general, y dadas las condiciones ambientales durante los periodos de muestreo, se espera que la turbulencia afecte el movimiento de las partículas más pequeñas (aquellas de los primeros canales del 2DP). Al estimar el efecto de la turbulencia en los resultados aquí reportados, se debe recordar que el valor máximo de velocidad de viento horizontal durante los periodos considerados es de 2 m s^{-1} .

Por simplicidad, se puede asumir que la turbulencia ocurre de forma isotrópica y que las fluctuaciones verticales de la velocidad del aire son de magnitud

parecida a la desviación estándar de los valores obtenidos con el anemómetro para el sentido horizontal ($u'_{rms} < 0.514 \text{ m s}^{-1}$). Si consideramos que la longitud λ de los vórtices en el sistema de es del orden de 1 m (la altura del área de muestreo en los instrumentos utilizados es de 1.15 m sobre la superficie), el valor máximo de $\varepsilon = (u'_{rms})^3 / \lambda$ es $< 0.12 \text{ W kg}^{-1}$, lo que representa valores relativamente bajos e indica que la turbulencia en el área de muestreo no es muy intensa (Moeng, 1984; Wyngaard, 1992). Además se describió que la variación de la velocidad de caída de una gota es función de la respuesta inercial de la misma y del tiempo que tarda en atravesar por los diferentes vórtices del sistema turbulento. Los resultados obtenidos al aplicar las ecuaciones del Capítulo 3, para el caso de las gotas de $D \approx 440 \mu\text{m}$, indican que la variación de la velocidad de caída es aproximadamente de 22.6 cm s^{-1} , lo que representa el 12% del valor de la velocidad terminal calculada para las gotas de este tamaño a las condiciones ambientales de muestreo.

La Tabla 6.1 muestra los valores de v_d para otros tamaños de gotas en los primeros rangos del 2DP. Tal como se mencionó antes, la turbulencia afecta de manera más significativa el movimiento de las gotas más pequeñas. De hecho, comparando los resultados de la Tabla 6.1 con aquellos de la Tabla 4.1 (variaciones en la medición de velocidad de caída por diferencias en las imágenes) podemos decir que el error instrumental es mayor que el efecto de turbulencia en las observaciones de velocidad de caída de las gotas durante las condiciones de muestreo utilizadas en el presente trabajo.

D	(μm)	241	438	635
v_t (D)	(cm s^{-1})	94	188	277
v_s	(cm s^{-1})	45.9 (49%)	22.6 (12%)	11.5 (4%)

Tabla 6.1. Variación de la velocidad de caída, v_d , para los primeros canales del 2DP. Los números en paréntesis se refieren a la variación con respecto a v_t calculada mediante el esquema de Beard (1976) a las condiciones ambientales de muestreo.

Una de las suposiciones más importantes en esta hipótesis de turbulencia, es que consideramos que ocurre de manera isotrópica, por lo tanto las variaciones de velocidad deberían ocurrir de forma que la distribución de frecuencia de velocidad se hiciese más amplia (se ensanchase) sin que el valor promedio fuera significativamente diferente. No obstante, los resultados obtenidos para las gotas de $D \approx 440 \mu\text{m}$ no reflejan dicha observación del ensanchamiento de la distribución de frecuencia, lo cual hace suponer que la turbulencia solo permite explicar las fluctuaciones de la parte cercana al valor de v/v_t igual a 1 y es un candidato poco

probable explicar variaciones más grandes en las condiciones ambientales en las que realizaron las mediciones.

6.2 Interacciones entre gotas.

Los resultados mostrados en las figuras 5.9, 5.10, 5.11 y 5.12 del capítulo anterior muestran de manera clara que:

(a) las desviaciones de la relación v/v_t son claramente positivas de forma que existe un número importante de gotas cayendo a velocidad mayor que v_t ;

(b) en el caso de las figuras 5.3, 5.4 y 5.5 es notorio que las desviaciones del promedio de velocidad de caída son más significativas para los tamaños de gotas más pequeñas ($D < 0.500$ mm): la desviación del promedio es inversamente proporcional al diámetro de la gota y , finalmente;

(c) a partir de los datos en las figuras 5.8 y 5.10 se puede demostrar que la cantidad (relativa) de gotas superterminales de $D \approx 440 \mu\text{m}$ de diámetro aumenta de manera importante durante los periodos de lluvia con valores de intensidad de precipitación mayor que 10 mm h^{-1} .

De tal forma que los tres puntos mencionados en el marco teórico (Sección 3.3) se cumplen cabalmente. De las Figuras 5.2, 5.3 y 5.4 queda claro que las desviaciones del promedio de velocidad de caída de las gotas de lluvia pequeñas aumentan su magnitud de forma proporcional a la existencia de gotas más grandes ($D > 1.5$ mm). Esto no significa que no existan gotas superterminales durante periodos de lluvia ligera, pero su número es muy pequeño al igual que la cantidad de gotas grandes. Por lo tanto, basados también en los datos de la figuras mencionadas podemos asumir que la presencia de gotas de $D > 1.5$ mm es una condición para la observación de gotas superterminales.

También se ha mencionado otro tipo de información importante para reforzar el argumento de que el rompimiento de gotas grandes es un proceso que explica de manera plausible las observaciones de gotas superterminales: La observación de grupos de gotas de diferente tamaño cayendo con velocidades similares (superior a su correspondiente velocidad terminal). Como se mencionó en el Capítulo 4, el sistema de adquisición codifica las imágenes en dos dimensiones generadas de forma que se puede identificar cada hidrometeoro detectado mediante un encabezado que contiene la fecha de muestreo, el tiempo de arribo (detección), y los números de partícula y de rebanadas en las imágenes. El programa de análisis de imágenes determina el tamaño de la gota por el número máximo de diodos cubiertos. El tiempo que tarda la partícula en atravesar el área de muestreo es calculado dividiendo el número de rebanadas entre la frecuencia del espectrómetro.

La Figura 6.1 muestra dos ejemplos de grupos de gotas con las características mencionadas. Cuando éste es el caso (imágenes con dos o más gotas), el programa de análisis no identifica las gotas de manera individual y, en la mayoría de los casos, las desecha porque no puede reconstruir la gota. De forma tal que no entran en las estadísticas de los análisis hasta ahora realizados y reportados.

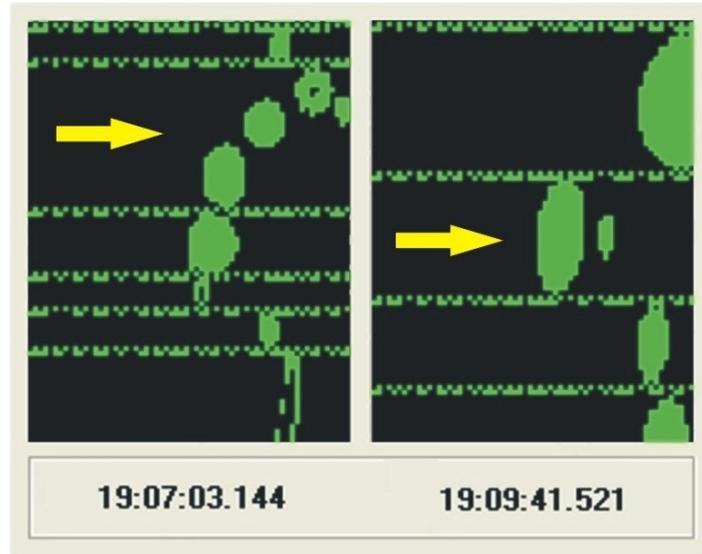


Figura 6.1. Imágenes de grupos de gotas captadas por el 2DC (a una frecuencia de muestreo de 333 kHz) extraídas del programa de adquisición de datos PACS durante un evento ocurrido el 2 de octubre de 2006. La parte inferior ejemplifica las imágenes de las gotas en dos dimensiones obtenidas por el sistema. El eje horizontal representa el tamaño de la gota mientras que el eje vertical es proporcional al tiempo que tarda al pasar a través del área de muestreo. Las imágenes son separadas por dos barras horizontales que contienen información codificada de cada una de las partículas detectadas, como el tiempo de arribo de la gota, entre otros datos.

Las observación de imágenes de este tipo son muy escasas (para el ejemplo mostrado se encontraron dos casos con el 2DP entre de 6500 imágenes y cinco entre ~ 1000 imágenes del 2DC) ya que la frecuencia de muestreo de ambos equipos permite contar gotas incluso cuando la distancia entre ellas fuese prácticamente nula, de tal forma que para fines estadísticos y de conteo de gotas es una ventaja. Sin embargo, los pocos ejemplos que se tienen como los de la Figura 6.1 proporcionan información relevante para este estudio y para dar un mayor sustento a la presente hipótesis. Los grupos señalados con las flechas amarillas en la Figura 6.1 fueron obtenidos durante un periodo de lluvia intensa ($R \sim 60 \text{ mm h}^{-1}$,

de acuerdo al pluviómetro, entre las 19:06-19:11 hora local) ocurrido el 2 de octubre de 2006. Los resultados obtenidos de la velocidad de caída se muestran en las Tablas 6.2 y 6.3.

Diodos cubiertos	Rebanadas	<i>D</i>	<i>b</i>	Velocidad	v_t	v / v_t
		(μm)	(μm)	(cm s^{-1})	(cm s^{-1})	
6	10	184	184	613.23	65.24	9.40
4	6	125	125	694.37	36.87	18.83
8	10	243	243	809.79	94.16	8.60
8	13	243	243	622.91	94.16	6.62

Tabla 6.2. Observaciones del 2DC y resultados de velocidad de caída para las gotas del grupo en el panel izquierdo de la Figura 6.1. *D* y *b* se refieren al diámetro equivalente y eje menor de las gotas, v_t es la velocidad terminal calculada mediante el esquema de Beard (1976) y v/v_t es la relación entre ambos parámetros. El diámetro de la primera gota (con un punto de Poisson) fue calculado mediante el esquema propuesto por Korolev *et al.* (1998). Nótese que todas las gotas del grupo caen con una velocidad mucho mayor en relación a v_t .

Diodos cubiertos	Rebanadas	<i>D</i>	<i>b</i>	Velocidad	v_t	v / v_t
		(μm)	(μm)	(cm s^{-1})	(cm s^{-1})	
9	23	274	274	396.98	110.01	3.61
3	9	96	96	355.53	23.88	14.89

Tabla 6.3. Similar a la Tabla 6.2 pero para el caso del grupo de gotas del panel derecho. La diferencia de tamaño de ambas gotas es considerable; sin embargo, ambas caen a una velocidad muy similar. La gota pequeña cae ligeramente más lento, lo cual es consistente con el hecho de que las partículas pequeñas desaceleran más rápido que las grandes.

Los resultados de la columna v/v_t de la Tabla 6.2 muestran que todas las gotas del grupo son superterminales ($v/v_t > 6.6$) y caen con valores de velocidad similares en el rango $6.1 < v < 8.1 \text{ m s}^{-1}$, lo cual es congruente con el escenario de rompimiento de gotas. Para el caso de la Tabla 6.3 (panel izquierdo de la Figura 6.1), ambas partículas caen prácticamente con la misma velocidad aún cuando su tamaño es muy distinto. Es importante mencionar el valor de velocidad, ligeramente menor (aunque su correspondiente valor de v/v_t es mayor), de la gota más pequeña que corresponde al hecho de que alcanzaría de forma más rápida su velocidad terminal (las gotas más pequeñas requieren menos tiempo para desacelerarse que las grandes, suponiendo que caen con la misma velocidad inicial). Los datos de las tablas anteriores y de la Figura 6.1 proporcionan entonces esta evidencia adicional

para la hipótesis de rompimiento como uno de los procesos que pueden generar gotas superterminales: *la observación de grupos de gotas cercanas cayendo a velocidades mayores que su correspondiente v_t y las desviaciones más significativas ocurren para los casos de las gotas más pequeñas.*

Tomando como escenario el rompimiento entre dos gotas de diferente tamaño (la pequeña de $D_S = 1.0$ mm y la grande de $D_L = 4.6$ mm) de los resultados de Low y List (1982a), se muestra que el resultado más probable es la generación de gotas (fragmentos) de tamaño en el rango entre 0.4 y 0.5 mm de diámetro (Figura 6.2). Se debe notar que el rompimiento es del tipo de filamento, el cual ocurre cuando las gotas colisionan en sus extremos. De acuerdo con McTaggart-Cowan y List (1975), en este tipo de rompimiento la gota grande prácticamente queda intacta y no se ve afectada, mientras que la pequeña es la que sufre la mayor distorsión.

La observación de la Figura 5.10 muestra de manera incipiente un pico en la distribución de frecuencia de velocidad de caída para el caso del 2DP con altos valores de R en el rango de 2.75 - 3.25 para el valor de v/v_t . Con base en el resultado del análisis de Poisson para la incertidumbre del muestreo (barras verticales en la figura mencionada), se puede decir que las modas observadas son significativas y reales. Este valor implica que la velocidad de la gota es aproximadamente de 517 - 611 cm s^{-1} , lo que es similar al valor de velocidad terminal de una gota de 1.2 - 1.5 mm de diámetro. Tomando como ejemplo el valor mínimo del rango mencionado, se puede comparar el diagrama de distribución de tamaños resultante del rompimiento de una gota de tamaño similar como el de la Figura 6.2. Por lo tanto, una posible explicación para la observación de gotas superterminales ($v/v_t \sim 2.8$) con diámetro similar a 0.45 mm puede ser que las mismas sean el resultado del rompimiento de tipo filamento de gotas más grandes. Existen otros ejemplos de distribuciones por tamaño de los fragmentos resultantes del rompimiento por filamento obtenidos por Low y List (1982a) con otros pares de gotas en los cuales $D_S = 1.0$ mm (Figuras 11b, 11d, y 11e) que pueden servir como ejemplo de lo que se está mencionando. Con base a la información del número de fragmentos mostrada por la Figura 6.2 y a lo que mencionan McTaggart-Cowan y List (1975), el rompimiento por filamento produce dos gotas de tamaño prácticamente igual al del par que colisiona y un número adicional de gotas más pequeñas, las cuales podrían caer, durante los primeros momentos después del rompimiento, con la misma velocidad que alguna de las gotas originales.

Distribuciones similares fueron obtenidas por los mismos autores para casos de rompimiento tipo hoja (*sheet*) y disco (*disk*) en los que alguna de las gotas del

par de gotas estudiado tenía un tamaño equivalente al de 1.0 mm de diámetro (Figuras 12b, 12c, 12d y 12e y 13a, 13c y 13d de Low y List, 1982a) y en los que la distribución por tamaño de los fragmentos resultantes muestra una cantidad importante de gotas de $D \approx 0.4$ mm. Por otro lado, en el mismo trabajo también muestran otras distribuciones para los casos en los que $D_s = 1.8$ mm (que podríamos considerar de tamaño semejante al de una gota de 1.55 mm) y hay un número importante de gotas de $D \approx 0.4$ mm como resultado (Figura 6.3).

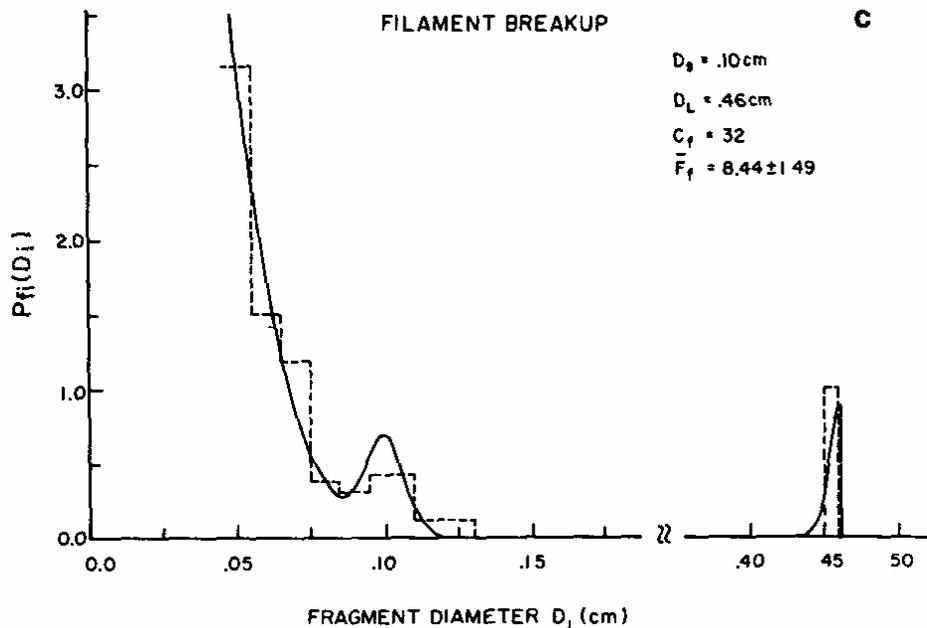


Figura 6.2. Distribuciones por tamaños de los fragmentos resultantes del rompimiento por filamento después de la interacción de dos gotas, la pequeña de tamaño $D_s = 1.0$ mm con otra grande $D_L = 4.6$ mm. La línea punteada representa las mediciones observadas, mientras que la línea continua representa la parametrización realizada. Modificado la Figura 11 de Low y List (1982a).

Revisando de nuevo la Figura 5.10, el segundo pico en la distribución del 2DP ($v/v_t \sim 4.4$) para los casos de lluvia moderada e intensa corresponde a una velocidad de caída de $\sim 810 \text{ cm s}^{-1}$, equivalente al valor de v_t de una gota con tamaño de $D = 2.5$ mm. Ya que este valor cambia dependiendo de la frecuencia de muestreo utilizada en el 2DP (al igual que en el caso anterior de la moda en el rango de 2.75 - 3.25 de v/v_t). Las frecuencias de muestreo más utilizadas con el 2DP en este estudio fueron de 35 y 50 kHz. Para el caso de muestreo con frecuencia de 50 kHz, entonces el pico se localiza en el valor de v/v_t de 3.8, que equivale al valor de v_t de una gota con tamaño de $D \approx 1.95$ mm. Se puede asumir que el

rompimiento de gotas en un rango de tamaño entre 1.8 y 2.5 mm producen gotas de tamaño $D \approx 0.4$ mm en forma similar a las distribuciones de la Figura 6.2, lo cual es probable si se comparan las distribuciones de la Figuras 3 y 4 de List *et al.* (1970) en los que una de las gotas involucradas tiene un tamaño dentro del rango entre 1.8 y 2.5 mm. Entonces, de manera similar al caso del pico en $v/v_t = 2.8$, el segundo pico puede ser explicado por el rompimiento de gotas de tamaño $1.95 < D < 2.5$ mm.

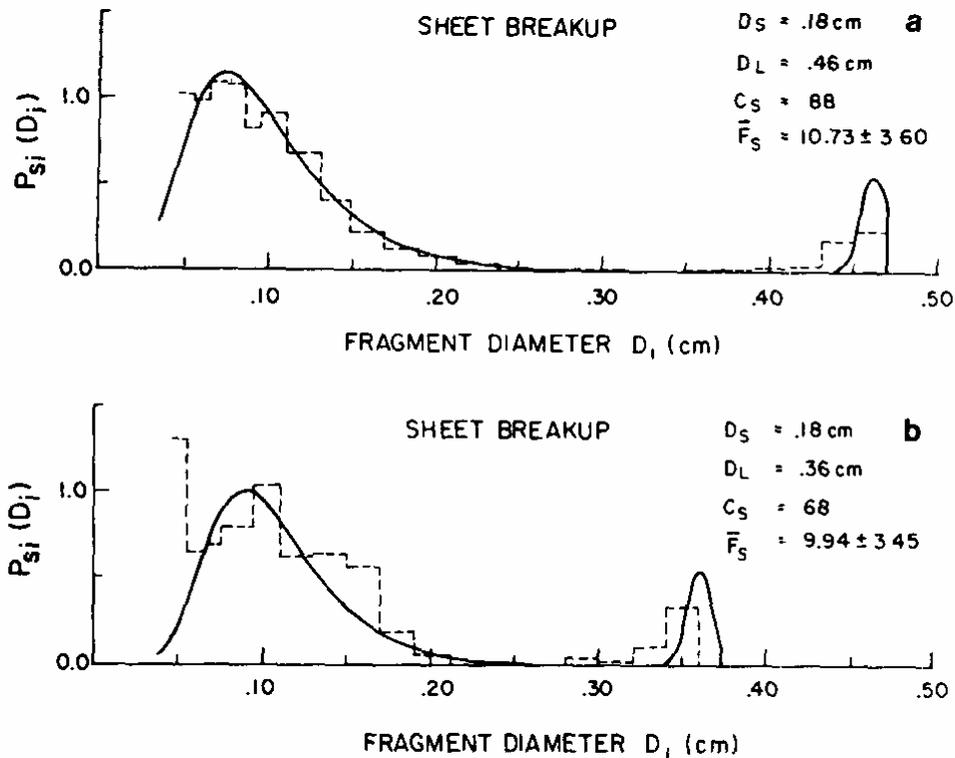


Figura 6.3. Distribuciones por tamaños de los fragmentos resultantes del rompimiento por hoja para pares de gotas en donde el tamaño de la pequeña es equivalente a $D_s = 1.8$ mm. Modificado la Figura 12 de Low y List (1982a).

Para el caso de la distribución de velocidades de las gotas de $D \approx 240 \mu\text{m}$ (Figura 5.11), el número de gotas detectadas no es suficiente para definir claramente modas en la distribución, aunque si demuestra que existe un número significativo de gotas superterminales en el rango de tamaño. Tomando como ejemplo el pico en $v/v_t = 3.25$, la velocidad a la que cae una de estas gotas (aproximadamente 300 cm s^{-1}) corresponde al de una gota de $D \approx 0.7$ mm. Las gotas con estas características de tamaño y velocidad también pueden ser explicadas al observar las distribuciones de los fragmentos producidos por

rompimiento de tipo filamento (Figura 6.4) y hoja de Low y List (1982a) en los que una de las gotas involucradas tiene un tamaño similar a 0.7 mm.

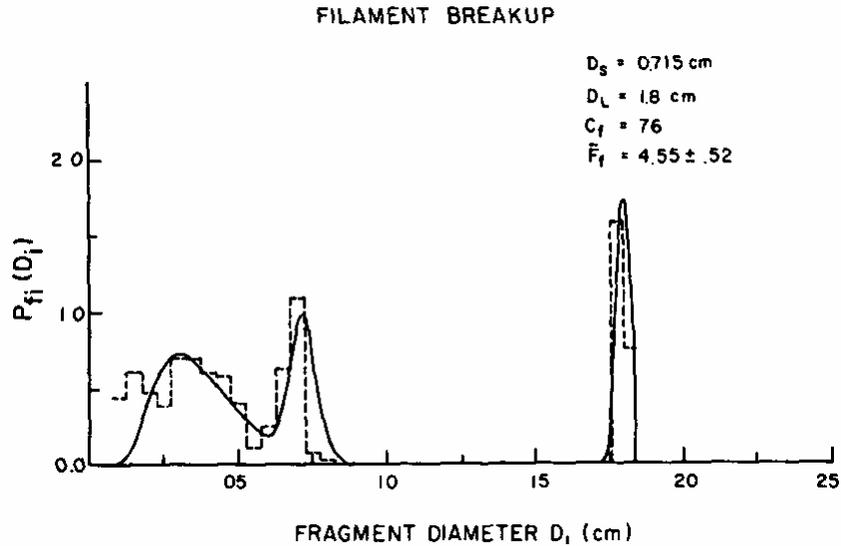


Figura 6.4. Distribuciones por tamaños de los fragmentos resultantes del rompimiento por filamento para pares de gotas en donde el tamaño de la pequeña es equivalente a $D_s = 0.715 \text{ mm}$. Nótese que existe un número importante de gotas de $D \approx 0.25 \text{ mm}$ como resultado del rompimiento. Modificado la Figura 11 de Low y List (1982a).

6.3 Efecto de estela por gotas precedentes.

Este efecto ocurre cuando una gota se ve afectada por otra precedente (que va cayendo directamente por debajo de ésta) durante su caída a tierra, especialmente si la distancia vertical que las separa es pequeña. En el marco teórico del Capítulo 3 se mencionó que la fuerza de resistencia que experimenta la gota de arriba es menor respecto al caso cuando cae de forma aislada y, por tanto, cae con una velocidad mayor a v_t . Sin embargo, los estudios previos han hecho énfasis en los efectos de la estela causada por gotas de tamaño similar en el proceso de colisión y de acuerdo con los resultados la fluctuación de velocidad es de solo el 20% respecto al valor de v_t . No obstante; si la gota precedente es de mayor tamaño, entonces la variación de velocidad puede ser mayor. Se debe recordar que la principal condición para observar el efecto de estela es que la máxima distancia vertical que las separe debe ser equivalente a tres veces el diámetro de la gota precedente.

El análisis de diferentes periodos de lluvia con valores de R , que oscilan entre un máximo de 95 mm h^{-1} y llovizna muy ligera (indetectable para el pluviómetro),

permite tener la evidencia para estimar la posibilidad de que el origen de las gotas superterminales de tamaño $D < 0.5$ mm sea el efecto de estela. El número total de gotas detectadas de todos tamaños utilizado en este análisis es de casi 50,000 hidrometeoros. Recuérdese que el error instrumental para la variación de velocidad de caída de los tres primeros canales del 2DP es de aproximadamente el 50%, de forma tal que si la fluctuación de velocidad producida por el efecto de estela es menor a este valor, no hay muchas posibilidades de que pueda ser detectado por el sistema de medición. El valor mencionado de variación de la velocidad de caída es para un escenario de pares de gotas de igual tamaño en un régimen de flujo inercial ($Re \sim 40$, el cual es del mismo orden que para gotas de $400 \mu\text{m}$ de diámetro cayendo a velocidad terminal). Para este caso en particular, si la gota precedente es más grande entonces hay una mayor posibilidad de la fluctuación de velocidad producida sea también mayor (siempre y cuando la distancia vertical entre ellas sea menor a 3 diámetros de la gota precedente).

La Figura 6.5 muestra la cantidad (en porcentaje) de gotas superterminales de tamaño $D \approx 440 \mu\text{m}$ (con un valor de velocidad mayor al 60% respecto a su velocidad terminal) y cuyo tiempo de detección en relación con la gota anterior es equivalente a una distancia igual o menor a 3 diámetros de la gota anteriormente detectada y sin hacer distinción por su tamaño. De acuerdo con los datos mostrados en la gráfica, la cantidad de gotas candidatas es prácticamente un orden de magnitud más pequeño que la cantidad de gotas superterminales de la Figura 5.8. Aun cuando la cantidad de gotas candidatas es mucho menor que el número de gotas superterminales, se deben considerar por lo menos otros dos factores: el tamaño de la gota precedente y la factibilidad de que la gota candidata precipite dentro del volumen de barrido de la primera.

La Figura 6.6 muestra la distribución de frecuencia por tamaño de las gotas precedentes a las gotas superterminales de la figura anterior para los periodos de lluvia con $R > 30 \text{ mm h}^{-1}$. Es claro que la mayoría de las gotas precedentes (85%) son de tamaño similar: hasta $640 \mu\text{m}$ de diámetro. De acuerdo con Pearcey y Hill (1956), la variación de velocidad producida por la diferencia de la fuerza de fricción dentro de la estela de gotas de similar tamaño no permite explicar los valores de velocidad de caída del orden de 2 ó más veces la velocidad terminal.

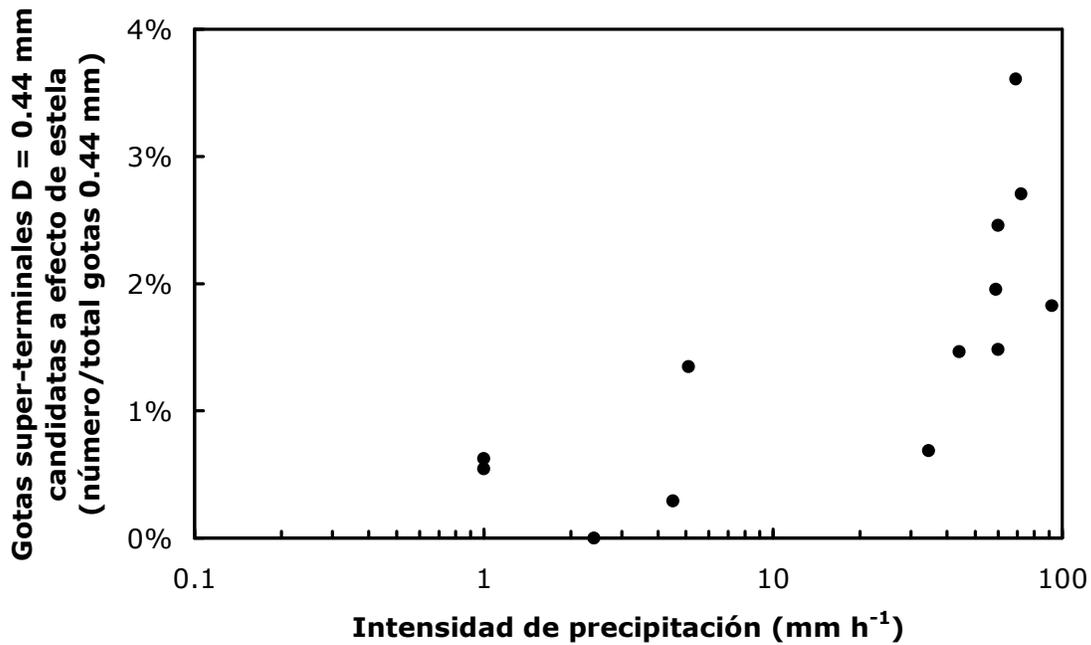


Figura 6.5. Diagrama del número de gotas superterminales candidatas a la influencia de la estela de una gota precedente en relación con el número total de gotas detectadas del mismo tamaño ($D \approx 440 \mu\text{m}$). La distancia entre gotas debe ser menor a 3 diámetros de la gota precedente sin distinción de su tamaño.

En la Figura 3.4 se observa que el desprendimiento (o la formación) de pequeños remolinos o vórtices desde los filamentos en el exterior de la estela esta relacionado con Re (la velocidad de la gota). Las fluctuaciones de velocidad en las componentes de los vórtices desprendidos han sido investigadas y reportadas en diversos trabajos: Gumowski *et al.* (2008) reportan oscilaciones de velocidad del orden de algunos milímetros por segundo para casos de gotas en el rango $260 > Re > 300$. Por su parte, List y Hand (1971) observaron que los valores de velocidad (del orden de 1 cm s^{-1}) en la misma dirección al movimiento de la gota son mayores que aquellos en la componente horizontal. Estos valores de variación de velocidad son pequeños en comparación con los mencionados en la parte de turbulencia. Pensando en un análisis similar al de turbulencia por el viento para el caso de la turbulencia creada por los vórtices de las gotas más grandes, las fluctuaciones de velocidad no parecen ser suficiente para producir un incremento importante de la velocidad de caída respecto al valor de v_t (mayor al error instrumental).

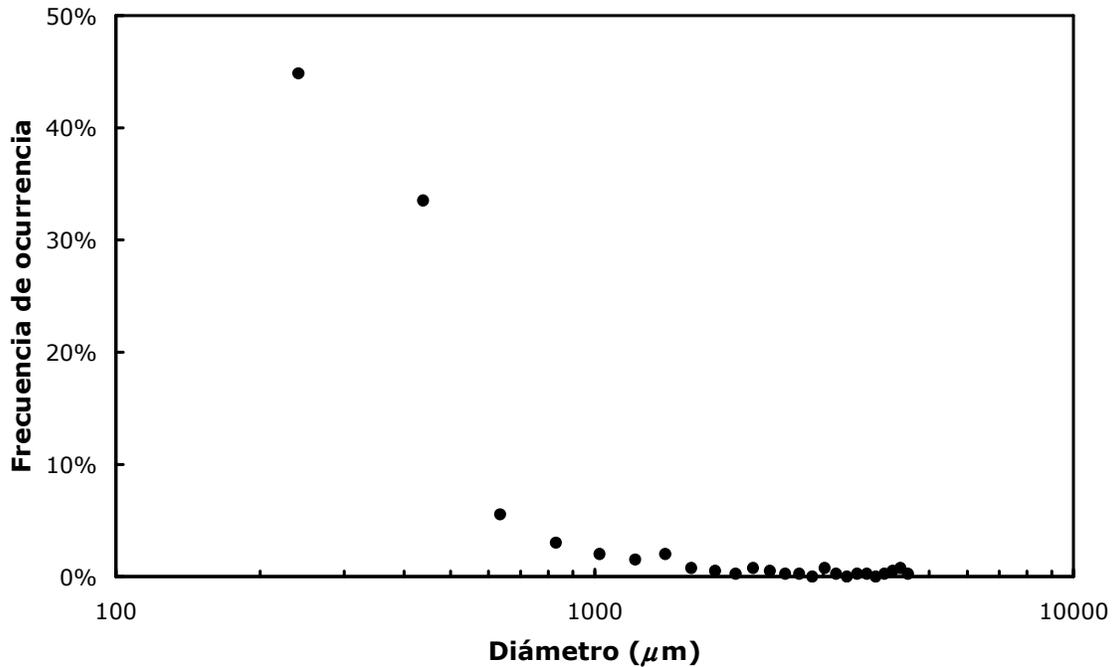


Figura 6.6. Distribución de frecuencias por tamaños de las gotas predecesoras a aquellas candidatas de $440 \mu\text{m}$ de diámetro a ser afectadas por la estela de la primera.

Finalmente, recordemos lo que mencionó en la Sección 4.3 respecto a que los espectrómetros utilizados en las observaciones aquí reportadas no tienen la capacidad de distinguir si dos gotas caen en el mismo plano (Figura 4.10). Aunque es posible obtener la diferencia del tiempo de arribo (o detección) de las gotas, no se puede determinar con certeza la distancia que las separa. Por lo tanto, recordando específicamente las limitaciones para determinar la posición relativa de las gotas respecto al área de medición, los resultados obtenidos permiten dilucidar que sólo un muy pequeño porcentaje de las observaciones de gotas superterminales pueden tener origen en un efecto de captura en la estela de una gota precedente.

CAPÍTULO 7

IMPLICACIONES DE LAS FLUCTUACIONES DE VELOCIDAD DE CAÍDA DE LAS GOTAS.

En el Capítulo 2 se mencionó la importancia de las mediciones de la velocidad de caída de las gotas de lluvia sus aplicaciones en diversas áreas de estudio. Una vez que se ha demostrado que las observaciones reportadas son reales y no el resultado de errores en la metodología de medición, es importante que se comente acerca de las implicaciones de los resultados aquí reportados.

7.1 Variación de la distribución por tamaños de gotas calculados con los OAPs.

La distribución por tamaños de gotas es una herramienta fundamental en el estudio de la microfísica de nubes y en diversas aplicaciones meteorológicas y climáticas. Como se comentó en el Capítulo 4, el espectro de gotas se obtiene mediante el conteo y clasificación por tamaños de los hidrometeoros y relacionándolo con el volumen de aire analizado, expresándose en términos de concentración. El volumen de muestreo (VM) es definido por el producto del área, la velocidad (para el caso de los OAPs utilizados en posición vertical e instalados en una plataforma fija, la velocidad será diferente para cada gota dependiendo de su velocidad *real* de caída) y el periodo de muestreo. Por cuestiones prácticas, la velocidad en cada canal se considera igual a la velocidad terminal de una gota con tamaño similar al valor medio del rango del mismo. Sin embargo, los resultados obtenidos muestran diferencias significativas de los valores de velocidad de caída respecto a v_{t_i} , especialmente para rango de gotas $D < 500 \mu\text{m}$. Por lo tanto, el volumen de muestreo tendrá diferentes valores dependiendo del valor de $v(D)$ utilizado.

La Figura 7.1 muestra la diferencia en la distribución de tamaños para dos periodos de la Figura 5.7 calculados utilizando los valores de velocidad terminal (líneas punteadas) y el promedio de la velocidad de caída observada durante los mismos (v_0). Las líneas continuas representan los resultados obtenidos con los promedios de velocidad de caída de las gotas durante los periodos señalados. Dado que los valores del promedio de velocidad de caída para las gotas con tamaño $D < 500 \mu\text{m}$ son mayores que v_{t_i} , el volumen de muestreo es mayor y los resultados de concentración son menores para en rango de tamaño.

Por otro lado, también se había mencionado que el promedio de $v(D)$ para $D > 1000 \mu\text{m}$ es menor al de v_t , lo que produce un aumento del valor de concentración. Las diferencias entre los valores de concentración son, en general, menores al 10% en el caso de partículas mayores a $1000 \mu\text{m}$ aunque en el caso de las gotas de $D \approx 440 \mu\text{m}$, la diferencia en concentración puede ser mayor al 50% respecto al valor calculado con v_t en los casos de eventos de alta intensidad de precipitación. La diferencia entre los valores de contenido de agua líquida (LWC) calculados a partir de los espectros de distribución es hasta de 5%, tendiendo a que el valor de LWC sea mayor cuando se calcula con el valor promedio de velocidad observada.

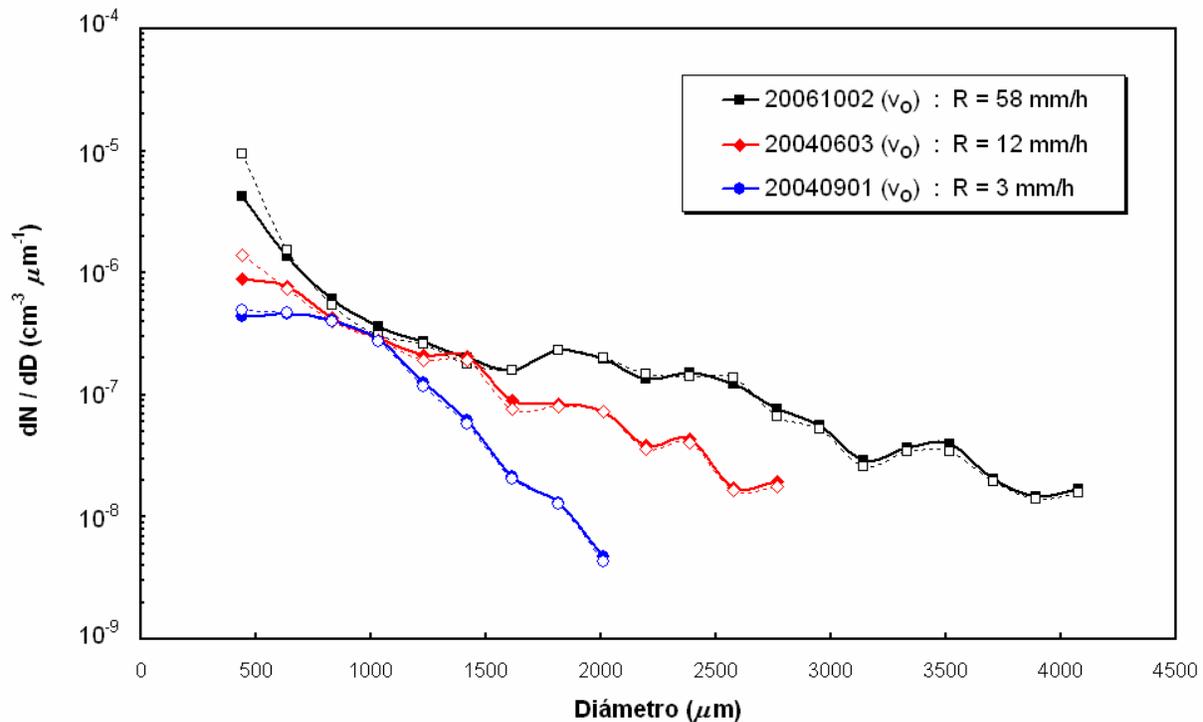


Figura 7.1. Distribuciones por tamaño de gotas de los mismos periodos analizados en la Figura 5.7 pero calculadas con diferentes valores de velocidad de caída por rango de gotas. Los espectros con línea continua fueron calculados con el valor promedio de velocidad de caída para cada rango (canal) de gotas del 2DP durante cada periodo mientras que los espectros con línea punteada utilizan el valor de v_t . Las diferencias en concentración son más significativas para los rangos de gotas más pequeñas.

7.2 Variación de la distribución por tamaños de gotas en disdrómetros electromecánicos por la diferencia de momentum.

Los disdrómetros del este tipo siguen siendo instrumentos ampliamente utilizados en proyectos concernientes a la evaluación de la lluvia. Como se mencionó en el Capítulo 4, el principio de operación de este instrumento consiste en algo intermedio entre la transformación del momentum (ímpetu o cantidad de movimiento) o de la energía cinética de la gota al golpear el disco en una señal eléctrica. Por lo tanto, si el instrumento supone una velocidad de caída única para cada gota dependiendo de su tamaño, entonces las observaciones mostradas en este trabajo suponen que existe un error al transformar la señal eléctrica por parte del instrumento, principalmente para aquellos rangos con mayor fluctuación de velocidades de caída.

Dado que existe una gran cantidad de gotas de lluvia pequeñas cayendo con velocidad mayor a la que se supone, entonces la cantidad de movimiento de éstas es también mayor y pueden ser consideradas por el sistema de un disdrómetro como gotas de mayor tamaño. La tabla 7.1 muestra las diferencias en el número de gotas por canal del 2DP suponiendo que éste actuara como un disdrómetro electromecánico y transformara el ímpetu o la energía cinética de cada gota para clasificarla en un rango de tamaño similar al del 2DP. Para obtener la nueva distribución en cada caso, se construyeron los rangos en función de los diámetros superiores en los correspondientes del 2DP y de sus velocidades terminales y se clasificaron las gotas de acuerdo a los resultados de las estimaciones de cantidad de movimiento y energía cinética.

Los resultados de la Tabla 7.1 indican un importante aumento de gotas en los canales de 440 y 640 μm de la simulación respecto al conteo del 2DP como consecuencia de la re-distribución de las gotas superterminales de 240 y 440 μm debido a la diferencia de velocidad de caída. Por otro lado, también hay re-distribución de las gotas más grandes porque (como se había mencionado antes) los promedios de velocidad para estas gotas con menores que los valores de v_t calculados mediante el esquema de Beard (1976). Esto se refleja de manera clara en la Figura 7.2, en donde se muestran las distribuciones por tamaños de los mismos periodos de la Tabla 7.1 y de la Figura 7.1, lo cual implica que el disdrómetro sobreestima la concentración de gotas de lluvia pequeñas, o al menos existe la posibilidad de que así suceda, y hace lo contrario para las gotas grandes por errores generados por el mismo principio de operación del instrumento que supone que los hidrometeoros caen con una velocidad similar al valor de v_t .

D_0	20061002 $R = 54 \text{ mm h}^{-1}$			20040603 $R = 12 \text{ mm h}^{-1}$		
	μm	2DP	$m_p \cdot v_o$	$(m_p \cdot v_o^2) / 2$	2DP	$m_p \cdot v_o$
241	3056	1106	679	198	166	149
439	1093	1705	1643	159	404	392
636	262	388	763	126	389	415
834	124	115	188	90	242	248
1031	85	40	51	76	138	144
1226	82	35	70	60	106	107
1420	62	19	18	66	54	51
1614	61	20	18	29	28	27
1817	103	33	34	35	20	14
2011	80	22	25	29	8	17
2194	66	23	32	16	12	7
2384	67	28	19	19	8	4
2574	68	16	9	8	2	2
2764	34	11	16	9	4	4
2952	27	16	14	6	0	0
3141	14	11	14	4	1	1
3330	19	15	7	3	0	0
3518	19	7	10	2	0	0
3705	11	5	5	0	0	0
3892	8	4	5	0	0	0

Tabla 7.1. Distribución del conteo de gotas por tamaños (D_0 es el diámetro medio del canal) en función del número de diodos cubiertos (**2DP**), de la cantidad de movimiento de cada uno de los hidrometeoros ($m_p v_o$) y de la energía cinética ($\frac{1}{2} m_p v_o^2$) para simular los resultados obtenidos con un disdrómetro electromecánico (Joss-Walvogel, 1967) en dos de los mismos periodos de lluvia de la Figura 7.1.

Respecto a los resultados de intensidad de precipitación, la estimación para el caso del 2DP se realizó calculando la masa de agua en cada canal (rango) y el volumen de muestreo en función de la velocidad promedio observada durante el periodo de muestreo. Para los casos de ímpetu y energía cinética, el volumen de muestreo para cada canal se calculó en función de la velocidad terminal de una gota de diámetro correspondiente al tamaño medio (o nominal) del mismo, de forma similar a lo que se realizaría con un disdrómetro electromecánico. Debido a que la estimación de R depende fuertemente de la cantidad y distribución de gotas grandes, las estimaciones realizadas a partir de los espectros simulados reflejan (en general) una subestimación en los cálculos de R del orden de hasta 55% en los casos con valor de intensidad de precipitación más grandes (Tabla 7.2).

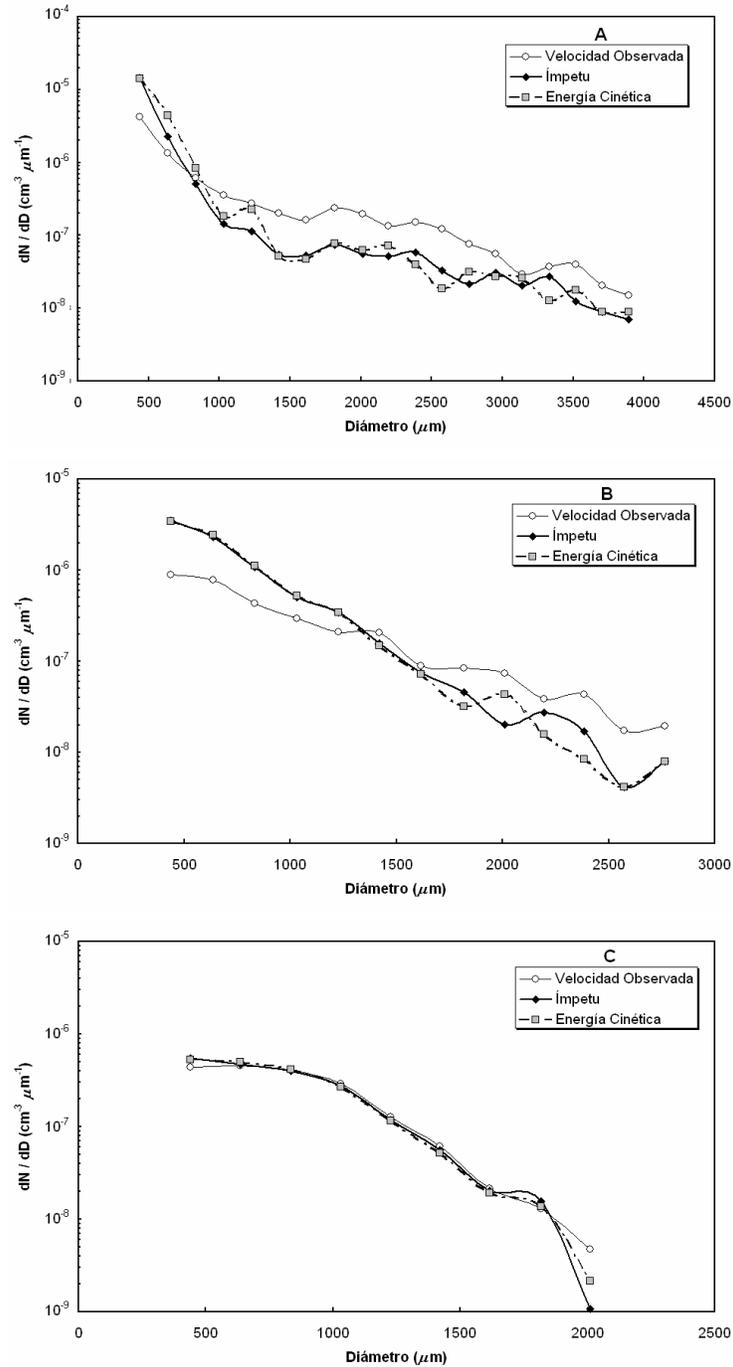


Figura 7.2. Distribuciones por tamaño de gotas obtenidas para los mismos periodos de lluvia mostrados en la Figura 7.1. Los espectros con línea continua fueron calculados para la clasificación del número de gotas en función de la cantidad de movimiento de los hidrometeoros y utilizando los mismos rangos que el 2DP. Los espectros con línea punteada fueron obtenidos con la clasificación por tamaños del mismo instrumento con el método de ocultación y el valor de v_t .

	R (mm h ⁻¹)		
	20061002	20040603	20040901
2DP (v_t)	57.39	14.09	2.20
2DP (v_o)	57.14	14.01	2.20
$m_p * v_o$	25.54	9.06	2.22
$^{1/2} (m_p * v_o^2)$	26.26	8.65	2.17

Tabla 7.2. Estimaciones de intensidad de precipitación a partir de los espectros de gotas estimados para los periodos de la Figura 7.2.

7.3 Procesos de colisión-coalescencia-rompimiento de gotas.

Una de las interacciones entre partículas más importantes en física de nubes es la colisión de gotas, la cual puede resultar en tres diferentes escenarios: rebote, coalescencia permanente de las partículas y el rompimiento de gotas grandes. Según la evidencia experimental, el resultado final de la interacción está en función de la intensidad de la colisión (*CKE*), la cual depende de la diferencia de velocidades de las partículas involucradas. Esto implica que al cambiar el valor de la velocidad de alguna de las gotas involucradas en la interacción, los valores de *CKE* y, por consiguiente, de la eficiencia de coalescencia también se verán afectados. La Figura 7.3 muestra las diferencias en la energía de impacto en función de la velocidad de una gota de $D = 0.44$ mm que colisiona con otra. La energía de impacto esta caracterizada por el número de Weber, *We*

$$We = \frac{\rho_w D (\Delta v)^2}{\sigma}$$

donde ρ_w y σ son la densidad y la tensión superficial del agua, respectivamente.

Los resultados del número *We* muestran una clara y significativa reducción en la energía de colisión para los casos de interacciones con las gotas más grandes ($D > 2$ mm) debido a la disminución de la diferencia de las velocidades, lo que significaría una mayor probabilidad de coalescencia en caso de que una gota superterminal colisionara con cualquier de ellas. Por otro lado, dependiendo de la velocidad de caída, también existen cambios que pueden ser significativos para los casos de interacciones en otro rango de tamaño de gotas (gotas más pequeñas al valor mencionado pero mayores que 0.4 mm).

El incremento del número de gotas superterminales en función del valor de *R* podría afectar algunos parámetros utilizados en modelos de microfísica de nubes. La importancia relativa de las observaciones reportadas en este trabajo pueden

describirse mediante el parámetro de agitación definido como la razón entre el tiempo de relajación (o desaceleración) de la gota τ_r y el tiempo promedio que pasa antes de sufrir alguna colisión con otra partícula τ_c ($\alpha = \tau_r / \tau_c$). Los modelos numéricos consideran que $\alpha \ll 1$ (que el tiempo transcurrido entre colisiones es mucho mayor que el tiempo que tarda una gota en alcanzar su correspondiente velocidad terminal) y que las gotas caen con un valor de velocidad igual al estimado teórico. No obstante, las observaciones muestran que no es así. Al observar los resultados de McFarquhar y List (1991b) para la estimación de τ_c durante eventos con altos valores de R , los valores obtenidos son de magnitud comparable a las estimaciones de tiempo de desaceleración para gotas superterminales de $D \approx 440 \mu\text{m}$ realizadas en el presente trabajo (es decir, el valor de α debiera aproximarse al valor de 1 durante las simulaciones de eventos de alta intensidad. No obstante, no es fácil tener una idea completa y clara de cómo se verían afectados los resultados de los procesos de colisión-coalescencia-rompimiento por las observaciones mostradas durante simulaciones de eventos de intensidades moderadas.

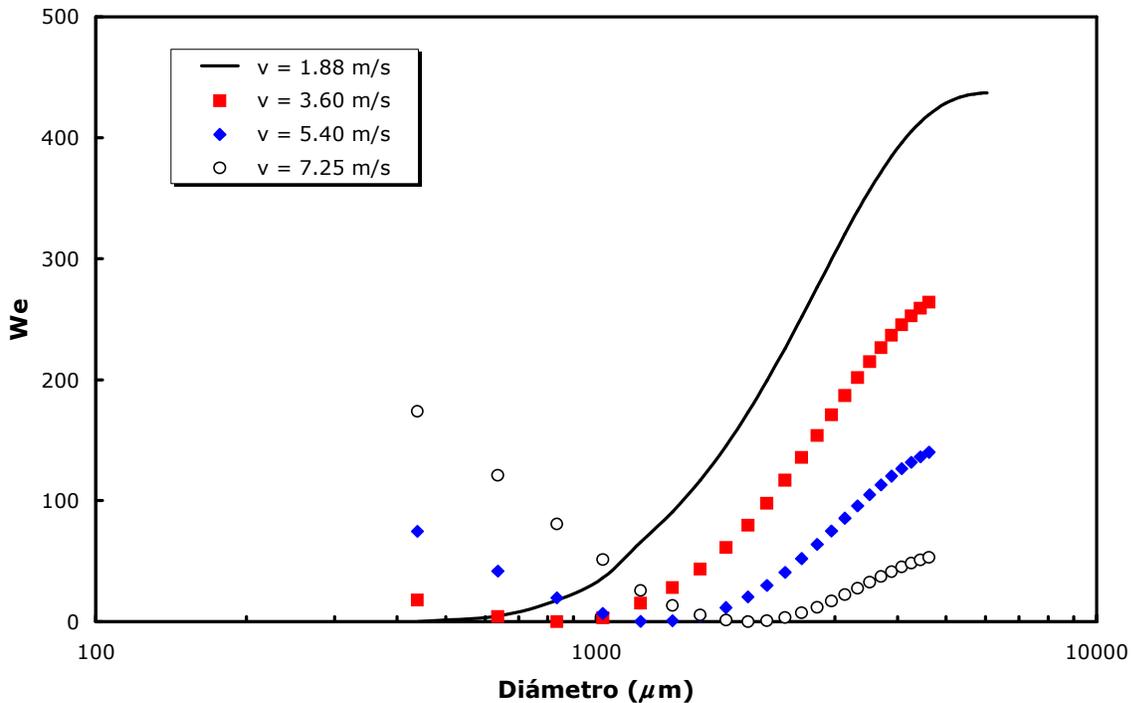


Figura 7.3. Estimación de la energía de colisión, expresado como el número de Weber, para las interacciones de gotas de $D = 0.44 \text{ mm}$ cayendo a diferentes velocidades (superterminales) con otras gotas. Conforme la velocidad aumenta la energía involucrada en la interacción aumenta para tamaños de gotas similares a la gota superterminal y disminuye para los casos de mayor tamaño.

Otro aspecto que se puede discutir es acerca de la información que las anomalías de velocidad de las gotas en los rangos ya mencionados pueden proporcionar en relación al proceso de rompimiento de gotas grandes. En los capítulos anteriores se han mencionado los trabajos de McTaggart-Cowan y List (1975) y Low y List (1982a y b) como los más importantes para la obtención de algunos 'kerneles' de colisión-coalescencia-rompimiento utilizados en los modelos numéricos de microfísica de nubes y precipitación. Estas parametrizaciones han sido fundamentales para estudios teóricos que han conducido a la obtención y evolución de distribuciones de equilibrio de gotas de lluvia caliente (Gillispie y List, 1978; Valdez y Young, 1985; List *et al.*, 1987; McFarquhar y List, 1991a, Hu y Srivastava, 1995, McFarquhar, 2004). Con base a lo mostrado en el presente estudio con respecto a que las gotas superterminales pueden proporcionar información acerca de la gota que las generó, estudios más detallados (es decir, mejorando la resolución tanto para la estimación de los tamaños de las gotas como para la velocidad de caída mediante el aumento de la frecuencia de muestreo de los instrumentos) pudieran también ser utilizados para aumentar la base de datos de rompimiento de gotas de lluvia de tamaños diferentes a los utilizados en los estudios antes mencionados y en la generación de nuevos esquemas para la parametrización del producto combinado de rompimiento y generación de nuevas gotas en los modelos numéricos (véase, por ejemplo, Seifert y Beheng (2006)).

CAPÍTULO 8

8.1 Conclusiones.

En este trabajo se analizan las observaciones de velocidad de caída de gotas obtenidas con dos espectrómetros de arreglo óptico orientados verticalmente durante eventos de precipitación con registros de velocidad de viento horizontal menor que 2 m s^{-1} . De forma específica, se enfoca en las anomalías de velocidad de gotas con tamaños en el rango $0.2 < D < 0.5 \text{ mm}$ respecto a su correspondiente velocidad terminal v_t . El análisis de los datos para dar explicación a las fluctuaciones observadas en el rango de gotas mencionado fue realizado considerando tres posibles mecanismos: turbulencia, arrastre por efecto de estela de la gota precedente a la gota superterminal y, rompimiento de gotas grandes. Además, se mencionan algunas de las posibles implicaciones de estas observaciones en algunos campos de estudio del área de las ciencias atmosféricas, tales como cambios en el cálculo de las distribuciones por tamaños, errores en diversos instrumentos de medición como disdrómetros o en las consideraciones de aspectos teóricos (procesos de formación de lluvia caliente) de la física de nubes y precipitación.

Del presente trabajo, se concluye lo siguiente:

1. El empleo de espectrómetros de arreglo óptico (OAP-2D) orientados verticalmente sobre una plataforma fija constituye una metodología adecuada para medir características microfísicas de gotas de lluvia (velocidad de caída y distribución por tamaños de gotas) durante eventos de precipitación.
2. Las fluctuaciones del promedio de velocidad de caída de las gotas analizadas con tamaños $0.2 < D < 0.5 \text{ mm}$ en los distintos periodos de precipitación son producidas por la **existencia de gotas cayendo a velocidades superiores a las calculadas mediante el esquema propuesto por Beard (1976). Estas gotas son denominadas superterminales** y son producidas por procesos diferentes a los errores instrumentales o de metodología **y su número aumenta con la intensidad de precipitación del periodo.**
3. En las condiciones de muestreo de los periodos de lluvia analizados, el efecto de turbulencia no parece ser el responsable de las fluctuaciones de velocidad de caída, al menos con la magnitud suficiente para ser observada con los equipos y metodología empleados.

4. Aunque el diseño de los espectrómetros no permite realizar un estudio muy detallado para el caso del efecto de arrastre por estela de otras gotas, los resultados obtenidos mediante el análisis realizado no muestran, al menos en términos probabilísticos, que este proceso sea el más importante para explicar las fluctuaciones de velocidad de caída observadas en este trabajo.
5. **Con base en el marco teórico propuesto en el presente trabajo, y considerando la metodología y las limitaciones de los instrumentos utilizados para el estudio de las características de velocidad de las gotas superterminales de $0.2 < D < 0.5$ mm, el proceso de rompimiento de gotas grandes es el más probable (importante) productor de gotas superterminales durante los eventos de precipitación observados.**

8.2 Trabajo futuro.

Sin duda alguna, aún existen muchos otros análisis por realizar respecto a las fluctuaciones de velocidad de gotas con tamaño $D < 0.5$ mm, especialmente para aquéllas de menor tamaño a los que en el presente trabajo se han estudiado. Los futuros estudios deben enfocarse principalmente en las implicaciones en instrumentación meteorológica (radares Doppler) y en la investigación del arrastre por estela de otras gotas como uno de los procesos de producción de gotas superterminales. Con este objetivo, es necesario pensar en modificaciones en la metodología (utilización de diferentes valores de frecuencia de muestreo y cambios en la resolución de los espectrómetros) que permitan tener una mejor resolución para la medición de velocidad de caída en diferentes rangos de tamaño de gotas de lluvia. Por otro lado, también podrían hacerse comparaciones entre las observaciones de velocidad de caída de gotas de lluvia con otros instrumentos (como un videodisdrómetro, un espectropluviómetro o un disdrómetro óptico) para corroborar los resultados mostrados aquí y descartar algunas fuentes de error – por ejemplo, las salpicaduras de las gotas de lluvia en los espectrómetros – que no es posible descartar completamente con la instrumentación y metodología utilizadas.

Lista de Variables

B	Movilidad de un cuerpo
CKE	Energía cinética de colisión (<i>Collision Kinetic Energy</i>)
C_D	Coefficiente de arrastre
d	Tamaño o dimensión característica de un objeto
dD	Intervalo de tamaño (en función del diámetro) de gotas
dv/dt	Aceleración o cambio de velocidad por unidad de tiempo
D	Diámetro equivalente de una gota de lluvia
D_L / D_S	Diámetro equivalente de una gota grande (L) / pequeña (S)
$F_D, f(d,v)$	Fuerza de resistencia de un fluido al movimiento de un cuerpo
F_G	Fuerza gravitacional ejercida sobre un cuerpo
g	Aceleración de la gravedad
h	Eje horizontal de una gota deformada por el movimiento al caer
L	Dimensión (longitud) de los vórtices mas grandes en un sistema de flujo turbulento
LWC	Contenido de agua líquida (<i>Liquid Water Content</i>)
m	Masa de un objeto
\dot{m}	Masa de aire desplazada por una gota al desplazarse por unidad de tiempo
n	Número de registros de viento realizados por el anemómetro durante un periodo de tiempo
$N(D)$	Número de gotas
$N(D)dD$	Número de gotas por intervalo de tamaño dD
N_T	Número total de gotas
R	Intensidad de precipitación
R, r	Radio de una gota grande / pequeña
Re	Número de Reynolds
t	Tiempo
u_i	Velocidad de viento registrada por el anemómetro
\bar{u}	Promedio de la velocidad de viento registrada por el anemómetro en un periodo de tiempo durante un evento de lluvia
U_L	Voltaje enviado por el sensor de un disdrómetro electromecánico
v	Velocidad de un objeto o partícula
v_0	Promedio de las velocidades de caída medidas durante un periodo de tiempo
v_t	Velocidad terminal de un cuerpo

$v_t(D)$	Velocidad terminal de una gota de tamaño (diámetro) D
x	Distancia horizontal entre los centros de dos gotas que colisionan
x_B	Radio crítico que divide las regiones de rebote y coalescencia en el caso de interacción entre un par de gotas
α	Relación entre los ejes horizontal (mayor) y vertical (menor) de una gota deformada al caer
α	Parámetro de agitación
Δv	Variación de velocidad de una gota de agua líquida
Δv_λ	Variación de velocidad de caída de una gota al atravesar un vórtice de dimensión (longitud) λ
Δv_d	Variación de velocidad de caída de una gota producida por la turbulencia del sistema
Δv_L	Variación de la velocidad del fluido (aire) en el vórtice de longitud L
ε	Coefficiente de disipación de energía cinética por turbulencia
λ	Dimensión de los vórtices con tamaños en el rango $L < \lambda < \lambda_k$
λ_k	Dimensión (longitud) de los vórtices más pequeños (escala de Kolgomorov)
ν	Viscosidad cinemática del fluido
η	Viscosidad dinámica del fluido (aire)
ρ_p	Densidad de una partícula (gota de agua)
ρ_g	Densidad del aire (gas o fluido en donde esta sumergido una gota de agua al caer)
τ	Tiempo de relajación o de respuesta al cambio de condiciones de movimiento
τ_c	Tiempo promedio que transcurre para que una gota sufra alguna colisión con otra.
τ_d	Tiempo de respuesta inercial de una gota al pasar por un campo turbulento
τ_λ	Tiempo de residencia de una gota en un vórtice de un campo turbulento
θ	Ángulo de impacto en la interacción de dos gotas

Referencias.

- Álvarez-Pimentel, J. M., J. Torreblanca-Beltrán, 1992. Desarrollo de un sistema de software para interpretación y análisis de datos de espectrómetros de gotas. Tesis de licenciatura. Departamento de Computación, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. [Clasif. UNAM 001-01132-A6-1992-1] 150 pp.
- Andsager, K., K. V. Beard, N. F. Laird, 1999. Laboratory measurements of axis ratios for large raindrops. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2673- 2683.
- Baumgardner, D., G. Kok, W. Dawson, D. O'Connor, R. Newton, 2002. A new grounded precipitation spectrometer: the Meteorological Particle Sensor (MPS). *Proc 11th Conf. Cloud Phys.*, Amer. Meteor. Soc. [Boston, Mass, USA] CD-ROM, Paper P.8.6, 4 pp.
- Beard, K. V., 1976. Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 851-864.
- Beard, K. V., 1977. Terminal velocity adjustment cloud and precipitation drops aloft. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1293-1298.
- Beard, K. V., 1980. The effects of altitude and electrical force on the terminal velocity of hydrometeors. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1393-1379.
- Beard, K. V., 1985. Simple altitude adjustments to raindrops velocities for Doppler radar analysis. *J. Atmos. Ocean Tech.*, **2**, 468-471.
- Beard, K. V., H. T. Ochs III, 1995. Collisions for small precipitation drops. Part II: Formulas for coalescence, temporary coalescence, and satellites. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3977-3996.
- Beard, K. V., R. J. Kubesh, H. T. Ochs III, 1991. Laboratory measurements of small raindrop distortion. Part I: Axis ratios and fall behavior. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 698-710.
- Bradley, S. G., C. D. Stow, 1974. The measurement of charge and size of raindrops: Part I. The disdrometer. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 114-130.
- Bussmann, M., S. Chandra, J. Mostagnimi, 2000. Modelling the splash of a droplet impacting a solid surface. *Phys. Fluids.*, **12**, 3121-3132.
doi:10.1063/1.1321258
- Campos, E., I. Zawadzki, 2000. Instrumental Uncertainties in Z-R relations. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1088-1102.
- Campos, E. F., 1999. On measurements of drop size distribution. *Top. Meteor. Oceanog.*, **6**, 24-30.
- Cataneo, R., J. R. Adam, R. G. Semonin, 1971. Interactions between equal-sized droplets due to the wake effect. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 416-418.

- Chuang, P. Y., E. W. Saw, J. D. Small, R. A. Shaw, C. M. Sipperley, G. A. Payne, W. D. Bachalo, 2008. Airborne Phase Doppler Interferometry for Cloud Microphysical Measurements. *Aerosol Science & Technology*, **42**, 685-703. doi: 10.1080/02786820802232956
- Delahaye, J.-Y., L. Barthès, P. Gole, J. Lavergnat, J. P. Vinson, 2006. A dual-beam spectropluviometer concept. *J. Hydrol.*, **328**, 110-120.
- Donnadieu, G., 1978. Mésure de la vitesse terminale des gouttes de pluie au sol à l'aide du spectropluviometre Vidiaz. *J. de Rech. Atmos.*, **12**, 245-259.
- Donnadieu, G., 1980. Comparison of results obtained with the VIDIAZ spectropluviometer and the Joss-Waldvogel rainfall disdrometer in a "rain of a thundery type". *J. Appl. Meteor.*, **19**, 593-597.
- Doviak, R. J., D. S. Zrnić, 1993. *Doppler Radar and Weather Observations*. 2nd Ed. Dover Publications.
- Edwards, B. F., J. W. Wilder, E. E. Scime, 2001. Dynamics of falling raindrops. *Eur. J. Phys.*, **22**, 113-118.
- Fletcher, N. H., 1962. *The physics of rainclouds*, Cambridge University Press.
- Frank, G., T. Härtl, J. Tschiersch, 1994. The pluviometer: Classification of falling hydrometeors via digital image processing. *Atmos. Res.*, **34**, 367-378.
- García-García, F., G. Montero-Martínez, 2004. On the measurement of raindrops fall speeds at the ground using optical array probes. *Proc. 14th Int. Conf. Clouds Precip.* IAMAP/ICCP, **2**, 1085-1088.
- García-García, F., J. E. González, 2000. Raindrop spectra observations from convective showers in the valley of Mexico. *Proc. 13th Int. Conf. on Clouds and Precipitation*. IAMAP/ICCP, **1**, 198-201.
- García-García, F., R. A. Montañez, 1991. Warm fog in Eastern Mexico: A case study. *Atmósfera*, **4**, 53-64.
- García-García, F., U. Virafuentes, G. Montero-Martínez, 2002. Fine-scale measurements of fog-droplet concentrations: A preliminary assessment. *Atmos. Res.*, **64**, 179-189.
- Gillespie, J. R., R. List, 1976. Evolution of raindrop size distribution in steady state rainshafts. *Proc. Int. Cloud Conf.*, 472-477.
- Gillespie, J. R., R. List, 1978/79. Effects of collision induced breakup on drop size distributions in steady rainshafts. *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 599-626.
- Green, A. W., 1975. An approximation for the shapes of large raindrops. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1578-1583.

- Gumowski, K., J. Miedzik, S. Goujon-Durand, P. Jenffer, J. E. Wesfreid, 2008. Transition to a time-dependent state of fluid flow in the wake of a sphere. *Phys. Rev.*, **77**, 055308-1/4, doi: 10.1103/PhysRevE.77.055308
- Gunn, R., G. D. Kinzer, 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.*, **6**, 243-248.
- Hauser, D., P. Amayenc, B. Nutten, P. Waldteufel, 1984. A new optical instrument for simultaneous measurement of raindrop diameter and fallspeed distribution. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **1**, 256-269.
- Hewitt, P. G., 1999. *Física conceptual*. Addison Wesley Longman.
- Heymsfield, A. J., J. L. Parrish, 1978. A computational technique for increasing the effective sampling volume of the PMS two-dimensional particle size spectrometer. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1566-1572.
- Hinds, W. C., 1982. *Aerosol Technology: Properties, behavior and measurement of airborne particles*. J. Wiley.
- Hosking, J. G., C. D. Stow, 1991. Ground-based measurements of raindrop fallspeeds. *J. Atmos. Ocean Technol.*, **8**, 137-147.
- Hu, Z., R.C. Srivastava, 1995. Evolution of raindrop size distribution by coalescence, breakup, and evaporation: Theory and observations. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1761-1783.
- Jameson, A. R., A. B. Kostinski, 1998. Fluctuation properties of precipitation. Part II: Reconsideration of the meaning and measurements of raindrop size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 283-294.
- Jameson, A. R., A. B. Kostinski, 1999. Fluctuation properties of precipitation. Part V: Distributions of rain rates –Theory and observations in clustered rain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3920-3932.
- Jameson, A. R., A. B. Kostinski, 2001. What is raindrop size distribution? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 1169-1177.
- Johnson, T. A., V. C. Patel, 1999. Flow past a sphere up to a Reynolds number of 300. *J. Fluid Mech.*, **378**, 19-70.
- Jones, D., 1959. The shape of raindrops. *J. Meteor.*, **16**, 504-510.
- Joss, J., A. Waldvogel, 1967. Ein spektrograph für niederschlagstropfen mit automatischer auswertung. *Pure Appl. Geophys.*, **68**, 240-246.
- Joss, J., A. Waldvogel, 1977. Comments on "Some observations on the Joss-Waldvogel rainfall disdrometer". *J. Appl. Meteor.*, **16**, 112-113.
- Khain, A. P., B. M. Pinsky, 1995. Drop inertia and its contribution to turbulent coalescence in convective clouds. Part I: Drop fall in the flow with random horizontal velocity. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 196-206.

- Khvorostyanov, V. I., J. A. Curry, 2005. Fall velocities of hydrometeors in the atmosphere: Refinements to a continuous analytical power law. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4343-4357.
- Kinnell, P. I. A., 1976. Some observations on the Joss-Waldvogel rainfall disdrometer. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 499-502.
- Knollenberg, R. G., 1970. The optical array: An alternative to scattering or extinction for airborne particle size determination. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 86-103.
- Knollenberg, R. G., 1976. Three new instruments for cloud physics measurements: the 2-D spectrometer, the forward scattering spectrometer probe, and the active scattering aerosol spectrometer. *Proc. Int. Conf. on Clouds Physics*. Boulder, CO. American Meteorology Society, 554-561.
- Knollenberg, R. G., 1981. Techniques for probing cloud microphysics. In *Clouds: Their Formation, Optical Properties, and Effects*. P. V. Hobbs y A. Deepak (Eds), Academic Press, 15-91.
- Korolev, A. V., J. W. Strapp, G. A. Isaac, 1998. Evaluation of the accuracy of PMS optical array probes. *J. Atmos. Ocean Technol.*, **15**, 708-720.
- Kostinski, A. B., R. A. Shaw, 2009. Raindrops large and small. *Nature Physics*. **5**, 624-625.
- Krajewski, W. F., A. Kruger, V. Nespor, 1998. Experimental and numerical studies of small-scale rainfall measurements and variability. *Wat. Sci. Tech.*, **37** (11), 131-138.
- Kruger, A., W. F. Krajewski, 2002. Two-dimensional video disdrometer: A description. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **19**, 602-617.
- Kundu, P. K., I. M. Cohen, 2004. *Fluid Mechanics*. 3a. ed., Elsevier Academics Press.
- Landau, L. D., E. M. Lifshitz, 1987. *Fluid Mechanics*. 2a. ed., Pergamon Press.
- Laws, J. O., 1941. Measurements of the fall velocity of water-drops and raindrops. *Trans. Amer. geophys. Union*, **22**, 248-262.
- Le Clair, B. P., A. E. Hamielec, H. R. Pruppacher, 1970. A Numerical study of the drag on a sphere at low and intermediate Reynolds numbers. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 308-315.
- Lee, G., I. Zawadzki, 2005. Variability of drop size distributions: Time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 241-255.
- Lin, C. L., S. C. Lee, 1970. Collision efficiency of water drops in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1412-1418.

- List, R., C. F. MacNeil, J. D. McTaggart-Cowan, 1970. Laboratory investigations of temporary collisions of raindrops. *J. Geophys. Res.*, **75**, 7573-7580.
- List, R., M. J. Hand, 1971. Wakes of freely falling water drops. *Phys. Fluids*, **14**, 1648-1655.
- List, R., N.R. Donaldson, R.E. Stewart, 1987. Temporal evolution of drop spectra to collisional equilibrium in steady and pulsating rain. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 362-372.
- Low, T. B., R. List, 1982a. Collision, coalescence and breakup of raindrops. Part I: Experimentally established coalescence efficiencies and fragment size distributions in breakup. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1591-1606.
- Low, T. B., R. List, 1982b. Collision, coalescence and breakup of raindrops. Part II: Parameterization of fragment size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1607-1618.
- Magarvey, R. H., R. L. Bishop, 1961. Transition ranges for three-dimensional wakes. *Can. J. Phys.*, **39**, 1418-1422.
- Marshall, J. S., W. McK, Palmer, 1948. The distributions of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Mason, B. J., 1972. *Nubes, lluvia y "lluvia artificial"*, Editorial Universitaria de Buenos Aires. Traducción de Cloud, rain and rainmaking.
- McFarquhar, G.M., 2004. A new representation of collision-induced breakup of raindrops and its implications for the shapes of raindrops size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 777-794
- McFarquhar, G. M., R. List, 1991a. The evolution of three-peak raindrop size distributions in one-dimensional shaft models. Part II: Multiple pulse rain. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1587-1595.
- McFarquhar, G. M., R. List, 1991b. The raindrop mean free path and collision rate dependence on rainrate for three-peak equilibrium and Marshall-Palmel distributions. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1999-2003.
- McFarquhar, G.M., R. List, 1993. The effect of curve fits for the disdrometer calibration on raindrop spectra, rainfall rate, and radar reflectivity. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 774-782.
- McTaggart, J. D., R. List, 1975. Collision and breakup of water drops at terminal velocity. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1401-1411.
- Mitchell, D. L., 1996. Use of mass- and area-dimensional power laws for determining precipitation particle velocities. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1710-1723.
- Moeng, C. -H., 1984. A large-eddy-simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2052-2062.

- Montañez, R. A., F. García-García, 1992. Instrumented Vehicle for Ground-based Microphysical Observations. *Proc. 11th Int. Conf. on Clouds and Precipitation IAMAP/ICCP*, **2**, 972-974.
- Montero-Martínez, G., A. B. Kostinski, R. A. Shaw, F. García-García, 2009. Do all raindrops fall at terminal speed? *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2008GL037111, in press.
- Montero-Martínez, G., R. Shaw, A. Kostinski, F. García-García, 2008. Fall speed measurements of raindrops near the ground during precipitation events in Mexico City. *Proc. Int. Conf. on Clouds and Precipitation. IAMAP/ICCP*, CD-ROM, Paper 1.4.
- Montero-Martínez, G., F. García-García, 2004. Multipeak raindrop spectra observations from convective showers in Mexico. *Proc. 14th Int. Conf. on Clouds and Precipitation. IAMAP/ICCP*, **1**, 604-607.
- Montgomery, D. N., 1971. Collision and coalescence of water drops. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 284-286.
- Nakamura, I., 1976. Steady wake behind a sphere. *Phys. Fluids*, **19**, 5-8.
- Nešpor, V., W. F. Krajewski, A. Kruger, 2000. Wind-induced error of raindrop size distribution measurement using a two-dimensional video disdrometer. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **17**, 1483-1492.
- Ochs III, H. T., K. V. Beard, R. R. Czys, N. F. Laird, D. E. Shaufelberger, D. J. Holdridge, 1995. Collisions between small precipitation drops. Part I: Laboratory measurements of bounce, coalescence, and temporary coalescence. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2258-2275.
- Pearcey, T., G. W. Hill, 1956. A theoretical estimate of the collection efficiencies of small drops. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **83**, 77-92.
- Pinsky, M., A. Khain, M. Shapiro, 2001. Collision efficiency of drops in a wide range of Reynolds numbers: Effects of pressure on spectrum evolution. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 742-764.
- Pruppacher, H. R., 1981. The microstructure of atmospheric clouds and precipitation. In *Clouds: Their formation, optical properties and effects*. Hobbs, P.V. y A. Deepak (Eds), Academic Press.
- Pruppacher, H. R., J. D. Klett, 1997. *Microphysics of clouds and precipitation*. 2a. Ed., Kluwer Academic Publishers.
- Pruppacher, H. R., B. P. LeClair, A. E. Hamielec, 1970. Some relationships between drag and flow pattern of viscous flow past a sphere and a cylinder at low and intermediate Reynolds numbers. *J. Fluid Mech.*, **44**, 781-790.

- Przadka, A., J. Miedzik, K. Gumowski, S. Goujon-Durand, J. E. Wesfreid, 2008. The wake behind the sphere; analysis of vortices during transition from steadiness to unsteadiness. *Arch. Mech.*, **60**, 1-8.
- Rogers, R. R., 1989. Raindrop collision rates. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2469-2472.
- Rosenfeld, D., C. W. Ulbrich, 2003. Cloud microphysical properties, processes and rainfall estimation opportunities. *Meteor. Monogr.*, **30**, 237-258.
- Salles, C., J. D. Creutin, 2006. Instrumental uncertainties in Z-R relationships and raindrop fall velocities. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 279-290.
- Salles, C., J. Poesen, 1999. Performance of an optical spectro pluviometer in measuring basic rain erosivity characteristics. *J. Hydrology*, **218**, 142-156.
- Sauvageot, H., 1992. *Radar Meteorology*. Artech House. Norwood, MA.
- Schuur, T. J., A. V. Ryzhkov, D. S. Zrnic, M. Schönhuber, 2001. Drop size distributions measured by a 2D video disdrometer: Comparison with dual-polarized radar data. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1019-1034.
- Seifert, A., K. D. Beheng, 2006. A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 1: Model description. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **92**, 45-66.
- Serway, R. A., 1993. *Física. Tomo I*. 2a. Ed., McGraw Hill.
- Shaw, R. A., 2003. Particle-turbulence interactions in atmospheric clouds. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **35**, 183-227. doi: 0.1146/annurev.fluid.35.101101.161125
- Sheppard, B. E., 1990a. Effects of irregularities in the diameter classification of raindrops by the Joss-Waldvogel disdrometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 180-183.
- Sheppard, B. E., 1990b. Measurement of raindrop size distributions using a small Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 255-268.
- Sheppard, B. E., P. I. Joe, 1994. Comparison of raindrop size distribution measurements by a Joss-Waldvogel disdrometer, a PMS 2DG spectrometer, and a POSS Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 874-887.
- Sheppard, B. E., P. I. Joe, 2008. Performance of the precipitation occurrence sensor system as a precipitation gauge. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 196-212.
- Spilhaus, A. F., 1948. Raindrop size, shape, and falling speed. *J. Meteor.*, **5**, 108-110.
- Steinberger, E. H., H. R. Pruppacher, M. Neiburger, 1968. On the hydrodynamics of pair drops of spheres falling along their line of centers in a viscous medium. *J. Fluid Mech.*, **34**, 809-819.
- Stow, C.D., K. Jones, 1981. A self-evaluating disdrometer for the measurements of raindrop size and charge at the ground. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1160-1176.

- Taneda, S., 1956. Experimental investigations of the wake behind a sphere at low Reynolds. *J. Phys. Soc. Japan*, **11**, 1104-1108.
- Testik, F. Y., A. P. Barros, L. F. Bliven, 2006. Field observations of multimode raindrop oscillations by high-speed imaging. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2663-2668.
- Testik, F. Y., A. P. Barros, 2007. Toward elucidating the microstructure of warm rainfall: A survey. *Rev. Geophys.*, **45**, RG2003, doi:10.1029/2005RG000182.
- Vaillancourt, P. A., Yau, M. K., 2000. Review of particle-turbulence interactions and consequences. *Bulletin Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 285-298
for Cloud Physics
- Valdez, M.P., K.C. Young, 1985. Number fluxes in equilibrium raindrop populations: A Markov chain analysis. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1024-1036.
- Waldvogel, A. J., 1974. The N_0 jump for raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1067-1078.
- Willis, P.T., 1984. Functional Fits to Some Observed Drop Size Distributions and Parametrization of Rain. *J. Atmos. Res.*, **41**, 1648-1661.
- Woods, J. D., B. J. Mason, 1965. The wake capture of water drops in air. *Quart. J. Roy: Meteor. Soc.*, **91**, 35-45.
- Wyngaard, J. C., 1992. Atmospheric turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **24**, 205-234.