

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA

FACULTAD DE MATEMÁTICA, ASTRONOMÍA Y FÍSICA

TRABAJO ESPECIAL DE LICENCIATURA EN FÍSICA

TRANSFERENCIAS DE
CARGA ELÉCTRICA EN LAS
REGIONES ESTRATIFORMES
DE NUBES DE TORMENTA

Melina Yasmín Luque

Director: Rodrigo E. Bürgesser

Marzo 2014

Clasificación.

92.60.Nv Cloud Physics; stratus and cumulus clouds.

92.60.Pw Atmospheric electricity.

92.60.Qx Storms.

Resumen.

Existen evidencias que indican que, dentro de una nube de tormenta, hidrometeoros con diámetro del orden de milímetros transportan carga eléctrica de una magnitud apreciable. Esta carga es separada durante el tiempo de contacto entre dos partículas de hielo y luego, estas partículas con carga opuestas, son arrastradas a diferentes regiones de las nubes debido a fuerzas gravitacionales y corrientes convectivas.

Distintos experimentos en laboratorios han demostrado que la magnitud y el signo de la carga transferida a un granizo durante interacciones con cristales de hielo dependen de las condiciones microfísicas de las nubes. En este trabajo se presentan mediciones experimentales de la carga transferida a un granizo simulado durante la colisión con cristales de hielo crecidos por deposición de vapor. Los experimentos se llevaron a cabo a temperaturas entre los -7 y -21°C y bajo una velocidad de impacto de 3m/s . Los mismos fueron realizados en un ambiente sobresaturado con respecto al hielo y subsaturado con respecto al agua, lo que asegura la ausencia de gotas de agua sobreenfriadas durante las mediciones. Los resultados muestran que la carga adquirida por el granizo depende fuertemente de la diferencia de temperaturas entre las partículas interactuantes y de la sobresaturación del ambiente en el que están inmersas.

Palabras Claves.

Electrificación de Nubes, Regiones Estratiformes, Nubes de Tormenta, Partículas de Hielo

A Susana, Joel, Daniel y Axel.

AGRADECIMIENTOS

A Rodrigo por su acompañamiento a lo largo de todo este trabajo.

A Laura, Nesvit, al Negro, a José y a los demás integrantes del Grupo de Física de
la Atmósfera.

A mis amigos, por ser mis amigos.

A mamá, papá y hermano porque los amo y son lo mejor que hay.

A Axel por su amor, por su apoyo incondicional y por acompañarme en este
camino.

RESUMEN

Distintas observaciones de campo de las nubes de tormentas han puesto en evidencia que hidrometeoros con diámetros del orden de milímetros transportan carga eléctrica de una magnitud apreciable. Además, en estudios experimentales se ha observado que las colisiones entre granizos y cristales de hielo, en presencia de gotas de nube, son el principal mecanismo físico responsable de la electrificación de las nubes de tormenta.

Sin embargo, ha sido observada la presencia de actividad eléctrica relevante en las regiones estratiformes de las nubes de tormenta, regiones que se caracterizan por una gran concentración de partículas de hielo y por la ausencia de gotas nube. Esto sugiere que, aun cuando el ambiente no está sobresaturado con respecto al agua, el mecanismo de transferencia de carga eléctrica podría operar de manera eficiente.

El objetivo de este trabajo fue realizar un estudio experimental sobre este mecanismo de electrificación bajo condiciones similares a las presentes en las regiones estratiformes de las nubes de tormenta. En orden de cumplir el objetivo propuesto se realizaron mediciones de la intensidad de la corriente de cargado eléctrico de un granizo simulado mientras colisionaba con cristales de hielo, los cuales crecían por deposición de vapor de agua. Los experimentos se realizaron utilizando un túnel de viento vertical ubicado en una cámara fría. El granizo fue simulado por una rejilla metálica previamente acrecida y ubicado dentro del túnel. Sobre él, impactaban los cristales de hielo. Las mediciones se realizaron para un rango de temperatura entre -7°C y -20°C , a humedades relativas entre 105% y 113% con respecto al hielo y a una velocidad de colisión de las partículas de hielo de 3m/s.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1.	FORMACIÓN DE NUBES.....	5
1.2.	ESTRUCTURA ELÉCTRICA DE LAS NUBES DE TORMENTA.....	10
1.3.	TEORIA DE ELECTRIFICACION y MECANISMOS PARA LA TRANSFERENCIA DE CARGA.	
1.3.1	TEORIA DE ELECTRIFICACION DE NUBES DE TORMENTAS.....	11
1.3.2	MECANISMOS PARA LA TRANSFERENCIA DE CARGA.....	18
1.4	OBJETIVOS.....	20

CAPÍTULO 2. DISEÑO EXPERIMENTAL y RESULTADOS

2.1	DESCRIPCIÓN DEL DISEÑO EXPERIMENTAL.....	22
2.1.1	MEDICIÓN y REGISTRO DE LOS PARÁMETROS RELEVANTES.....	26
2.2	MEDICIONES	
2.2.1	MEDICIÓN DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO.....	27
2.2.2	PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL.....	27
2.2.3	ESPECTRO DE CRISTALES.....	30
2.3	RESULTADOS.....	36

CAPÍTULO 3. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES.....40

APÉNDICE.....47

BIBLIOGRAFÍA.....51

CAPÍTULO 1

INTRODUCCION

1.1 FORMACION DE NUBES

Consideremos inicialmente la presencia de una parcela de aire, a una cierta temperatura y de un cierto volumen en las cercanías de la superficie terrestre. Como consecuencia de la radiación solar y terrestre, la temperatura de ésta parcela comienza a elevarse. Sabemos que al elevar la temperatura de un gas, considerado ideal, el mismo se vuelve menos denso; y esto ocurre también en este caso: la parcela aumenta su temperatura y se vuelve menos densa, y por lo tanto, comienza a ascender en la atmósfera si son propicias las condiciones termodinámicas del entorno. Este proceso es el puntapié inicial para la formación de las nubes.

A medida que nos alejamos de la superficie terrestre, la presión atmosférica del entorno decrece aproximadamente de manera exponencial según:

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{z}{H}\right)$$

donde p_0 es la presión atmosférica en la superficie terrestre, z la altura medida desde la superficie terrestre y H una constante que indica la altura a la cual p decrece a un valor $0,37 \cdot p_0$ ($H \sim 8km$). Como consecuencia de este decrecimiento en la presión y si las condiciones del entorno atmosférico se lo permiten, la parcela comienza a expandirse al ascender. Es una buena aproximación suponer que todos estos cambios se dan adiabáticamente, pues el proceso de intercambio

de calor entre la parcela y su entorno es lento en comparación con el movimiento ascendente de la parcela, así la temperatura T de la parcela variará según:

$$constante = Tp^{-\frac{R}{c_p}}$$

De esta expresión se deduce que la temperatura T de la parcela también decrece durante el ascenso.

Además, la presión del vapor de agua e de la parcela también decrece con la altura ya que se relaciona con la presión total p , como $e = M_v p$, donde M_v es la fracción molar de vapor, la cual se mantiene constante.

Eventualmente, la presión del vapor de agua alcanzará cierto valor, llamado de saturación, e_s , a partir del cual el vapor de agua puede coexistir en equilibrio con el agua líquida (e_{sw}) o con el hielo (e_{si}), dependiendo de la temperatura. El cociente entre el valor de la presión de vapor de agua existente a una cierta temperatura y el valor de la presión de saturación con respecto al agua o al hielo a dicha temperatura es proporcional a lo que denominamos humedad relativa (HR) con respecto al agua o al hielo respectivamente. Así,

$$HR = \frac{e(T)}{e_s(T)} \times 100$$

Esta presión de vapor de saturación está dada por la ecuación de Clausius-Clapeyron:

$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{lM_v}{RT^2}$$

donde l es el calor latente correspondiente al cambio de fase vapor-agua o vapor-hielo y R la constante universal de los gases.

Si este valor de presión se supera, el vapor de agua cambiará de estado al que corresponda de acuerdo a los parámetros ambientales existentes.

En la figura 1.1 se muestra la curva de e_s en función de T . En una escala aumentada, se muestran las curvas de saturación con respecto al agua y al hielo.

En la atmósfera, para que gotas de agua (y cristales de hielo por encima de la isoterma de 0°C) se formen, es necesaria la presencia de aerosoles atmosféricos que actúen como núcleos de condensación (CCN e ICN para el hielo). Durante el ascenso de la parcela de aire, su temperatura disminuye y la presión de saturación sobre agua se alcanza. Cuando se supera dicho valor, el agua comienza a condensar en los CCN y se forman las gotas de agua que crecen por condensación de vapor. Si la parcela continúa su ascenso y supera la isoterma de 0°C , se activan los ICN y se forman los cristales de hielo que crecen por deposición de vapor, los cuales coexistirán con las gotas de agua ya formadas que no se congelarán aun cuando la temperatura sea menor a 0°C (gotas sobreenfriadas). Este sistema (vapor + gotas de agua sobreenfriadas + cristales de hielo) resulta inestable en dichas condiciones [1].

Sucede que, cuando una parcela compuesta inicialmente de vapor y gotitas de agua, supera la isoterma de 0°C , el vapor disponible toma valores que pueden ser representadas por un punto ubicado entre las curvas de saturación con respecto al hielo y al agua (ver Figura 1.1), entonces podemos tener agua en estado gaseoso, líquido y sólido coexistiendo. En esta situación el ambiente está sobresaturado con respecto al hielo, por lo tanto las partículas de hielo presentes crecerán por deposición de vapor, con el fin de disminuir la sobresaturación existente y así llevar el sistema al equilibrio. Además, el ambiente está subsaturado con respecto al agua y por lo tanto, las gotas de agua presentes evaporarán con el objetivo de elevar la presión de vapor intentando alcanzar el valor de saturación, valor de equilibrio.

Por otro lado, si la presión de vapor de la parcela toma un valor por encima de la presión de saturación sobre agua, las gotas y los cristales crecerán hasta que la presión de vapor alcance el valor e_{sw} . A partir de ese momento, los cristales crecerán a expensas de este vapor para disminuir e y las gotas evaporarán con el fin de elevar e .

En ambas situaciones, el agua en estado líquido eventualmente habrá evaporado en su totalidad alcanzándose así un equilibrio cuando las partículas de hielo coexistan con el vapor.

Así, la nube puede resultar en un conjunto de gotas de agua, cristales de hielo, granizos y vapor de agua todos coexistiendo dentro de la misma; si esto sucede, la nube se denomina de fase mezcla. Si ocurre que las condiciones atmosféricas son tales que solo existen gotas de agua en la nube y vapor en una nube, ésta se denomina caliente y si una nube solo posee partículas de hielo coexistiendo con el vapor, se denomina fría o glaciada.

En general, las nubes de tormenta son nubes de fase mezcla y dentro de estas podemos distinguir dos regiones: una convectiva y otra estratiforme. La región convectiva se caracteriza por presentar corrientes ascendentes de hasta 50 m/s, por presentar granizos de alta densidad con velocidades de caída de hasta 10m/s y por tener valores típicos de contenido de agua líquida de entre 0,2-5 g/m³. La región estratiforme, por otro lado, posee corrientes ascendentes que no superan 1 m/s, contiene granizos de baja densidad con velocidades de caída entre 1 y 3 m/s, además, los valores de contenido de agua líquida no superan los 0,2 g/m³ [2].

Durante la formación de una nube, los cristales de hielo y las gotas de agua están creciendo por los procesos ya mencionados. Cuando los cristales de hielo alcanzan cierto tamaño, adquieren velocidades relativas diferentes a las de las

gotas de agua sobreenfriada dentro de las corrientes, por lo que podrán colisionar entre sí y si esto sucede, las gotas se congelarán sobre la superficie del cristal iniciando el crecimiento por acreción.

Cuando los cristales alcanzan tamaños del orden de los milímetros se denominan granizos.

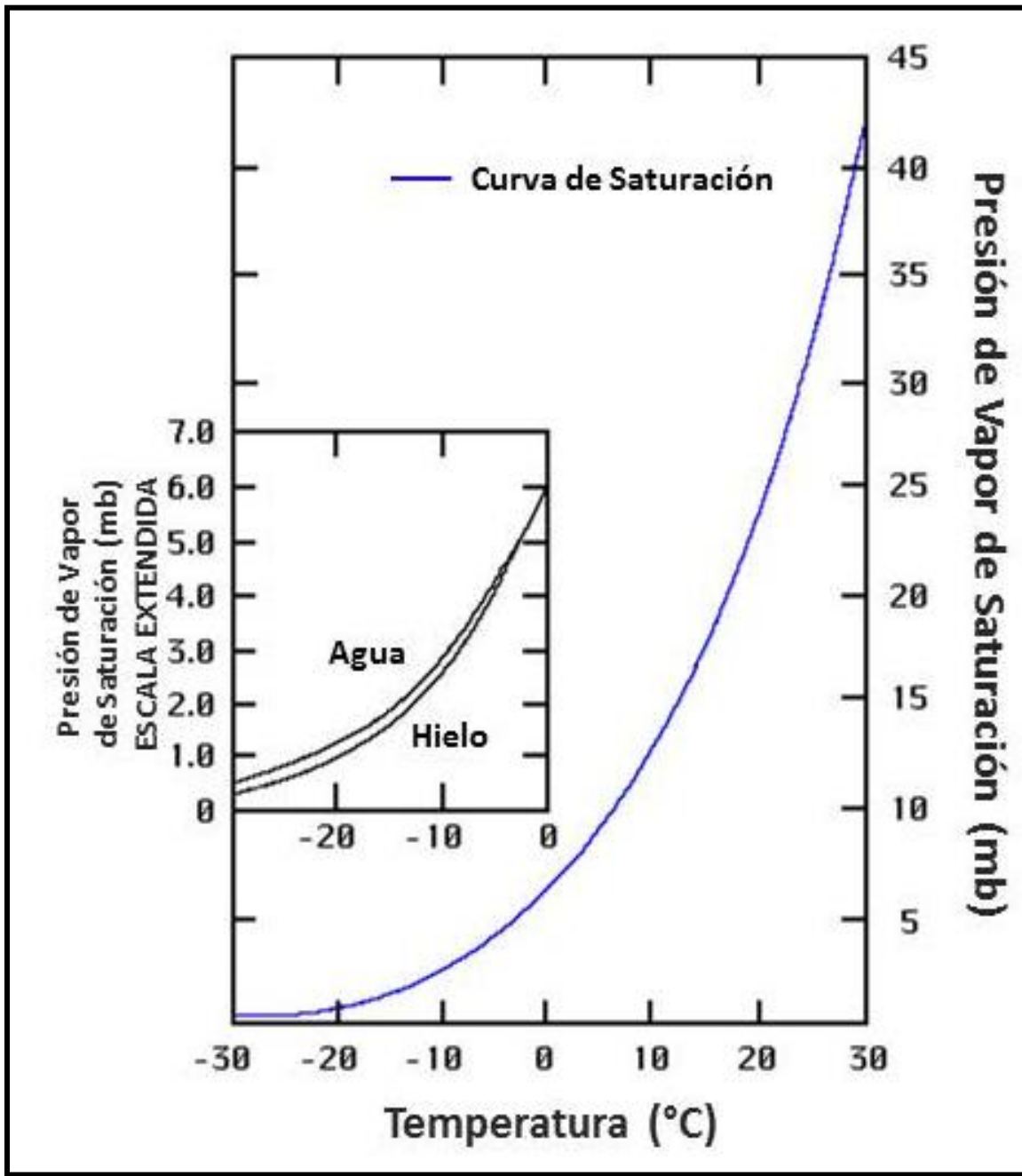


Figura 1.1. Presión de Vapor de Saturación del Agua y del Hielo.

1.2 ESTRUCTURA ELÉCTRICA DE LAS NUBES DE TORMENTA

La figura 1.2 ilustra la distribución, clásica, de cargas eléctricas en las nubes de tormenta propuesta por Simpson y Scrase [3]. En la zona convectiva, la localización de las principales regiones de cargas parece estar determinada por la temperatura y no por la altura. La región principal de cargas negativas se ubica entre las isotermas -5°C y -25°C (entre los 5 y 9 km de altura aproximadamente en la Figura 1.2) y la región de cargas positivas unos kilómetros más arriba. Además, hay un pequeño sector de cargas positivas que se ubica debajo de la región negativa en cercanías a la isoterma de los 0°C . La región central a veces presenta las cargas invertidas. En la región estratiforme, en la figura 1.2 la región ubicada a la derecha que se encuentra libre de corrientes convectivas, la distribución de cargas es dipolar. En la parte superior se ubican las partículas cargadas positivamente y hacia la base de la nube se distribuyen las cargas negativas.

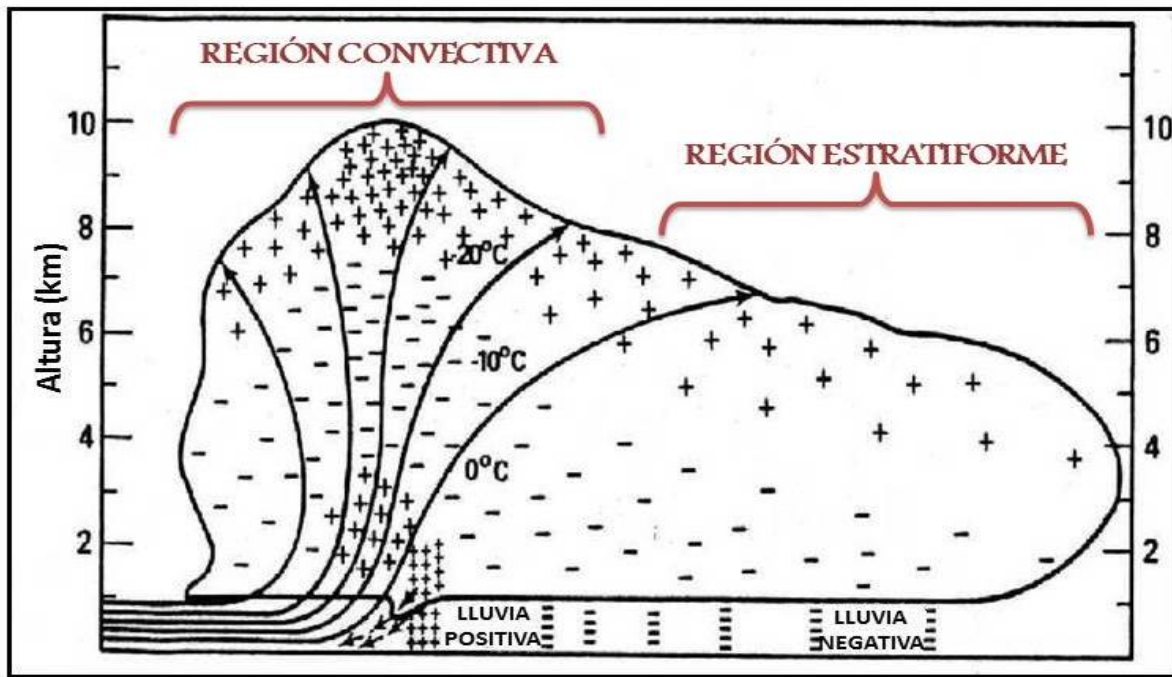


Figura 1.2. La clásica estructura tripolar de cargas de las nubes de tormentas

1.3 TEORIA DE ELECTRIFICACION y MECANISMOS PARA LA TRANSFERENCIA DE CARGA

1.3.1 TEORIA DE ELECTRIFICACION DE NUBES DE TORMENTAS

Existen numerosas teorías que han sido expuestas por distintos investigadores a lo largo de los años, que buscan explicar las características eléctricas observadas en las nubes de tormentas. Entre ellas podemos destacar la mayormente aceptada en la actualidad: la teoría precipitativa no inductiva. Esta teoría está basada en la transferencia de carga eléctrica cuando dos partículas de hielo de diferentes tamaños (granizos y cristales de hielo) colisionan en ausencia de un campo eléctrico.

A continuación relataremos brevemente los antecedentes experimentales que sustentan dicha teoría.

El primer experimento de cargado de granizos creciendo por acreción se realizó en el año 1957 y fue llevado a cabo por Reynolds et al. [4]. Éste consistió en hacer circular dos esferas metálicas (que simulaban granizos) de 4mm de diámetro a través de una nube de gotas sobreenfriadas y cristales de hielo dentro de una cámara fría. Las esferas seguían una trayectoria circular de 6 cm de radio a una velocidad de 10 m/s. Estas esferas crecían por acreción y en su recorrido colisionaban con los cristales de hielo presentes en el entorno. En las esferas se registró una carga eléctrica negativa para altos contenidos de agua líquida (masa de agua/volumen de aire) y una carga eléctrica positiva si los contenidos de agua líquida eran bajos. Además, se observó que el signo de la carga eléctrica positiva podía invertirse si las esferas aumentaban su temperatura. También se observó que el signo de la carga podía ir de negativo a positivo si se aumentaba la

concentración de cristales de hielo desde valores entre 10^2 y 10^5 L^{-1} hasta valores entre 10^4 y 10^6 L^{-1} . Otro resultado importante que se obtuvo fue que, ante la ausencia de gotas sobreenfriadas, la corriente de cargado resultó al menos, un orden de magnitud menor que la registrada ante la presencia de dichas gotas. Así, se concluyó que la acreción es un proceso importante para el cargado del granizo.

En 1978, Takahashi [5] llevó a cabo otro experimento en el que hacía circular a una velocidad tangencial de 9 m/s un cilindro de 3mm de diámetro y 4 cm de largo a través de una nube de gotas de agua sobreenfriadas y cristales de hielo crecidos por deposición de vapor de agua. Con estas experiencias se mostró que el signo y la magnitud de la carga adquirida por el cilindro (granizo simulado) se rigen por la temperatura del aire y el contenido de agua líquida disponible en la nube.

En la figura 1.3 se muestran los resultados obtenidos por Takahashi. Es evidente del gráfico que para temperaturas superiores a -10°C el cilindro se carga positivamente independientemente del contenido de agua líquida mientras que para temperaturas inferiores a -10°C el signo de la carga es positivo si el contenido de agua líquida es alto o bajo y negativo si su valor es intermedio.

En 1983, Jayaratne et al. [6] realizaron experimentos similares a Takahashi. En este caso se usó un cilindro de 5 mm de diámetro y una velocidad de impacto de entre 3 y 6 m/s. Se obtuvo que el granizo artificial se cargaba positivamente para altos contenidos de agua y altas temperaturas y negativamente si se trabajaba con bajos contenidos de agua en la nube y a bajas temperaturas. Se encontró además que a un valor de contenido de agua líquida de 1 g/m^3 y a una temperatura de alrededor -20°C , el signo de la carga adquirida por el granizo se invertía. A esta temperatura se le llamó temperatura de inversión de signo. Luego

se observaría que a cada valor de contenido de agua líquida le correspondería una temperatura de inversión para la cual el signo de la carga adquirida por el granizo se invertiría.

Dos años más tarde, Jayaratne junto a Saunders [7] llevaron a cabo mediciones del signo de la carga transferida a un granizo al colisionar contra él dos tipos de nubes: una cuyo contenido consistía en cristales de hielo y gotas de agua sobreenfriadas de diámetros de unas decenas de μm ; y otra con gotas sobreenfriadas cuyos diámetros no superaban los 10 μm . De esta diferencia en los diámetros de las gotas podemos decir que en el primer caso el granizo crecía por acreción mientras colisionaba con los cristales de hielo mientras que en el segundo caso es válido afirmar que no existía tal crecimiento, ya que al ser las gotas tan pequeñas, éstas seguían las trayectorias de las líneas de flujo del aire y evadían al granizo. Las experiencias se realizaron entre los -9°C y los -10°C . Los resultados obtenidos indicaron que el granizo que se encontraba creciendo por acreción durante las colisiones adquirió carga positiva mientras que el granizo que no crecía durante las colisiones presentó carga negativa.

En 1990, Keith y Saunders [8] modificaron el arreglo experimental utilizado por Jayaratne [6] con el fin de trabajar con cristales de hielo de mayor tamaño. Aquí se utilizó un blanco fijo, ubicado dentro de un túnel de viento, contra el que colisionaban los cristales de hielo arrastrados por el flujo de aire. Se realizaron mediciones con velocidades desde los 2 m/s hasta los 25 m/s y con cristales de hasta 800 μm de diámetro. Se encontró que un aumento en el tamaño de los cristales implicaba un aumento en la corriente adquirida por el granizo pero no se observó una dependencia del signo de dicha corriente.

En 1991, Saunders et al. [9] encontraron que una variable más adecuada para describir la transferencia de carga es el contenido efectivo de agua líquida

(EW) y no el contenido de agua líquida. El contenido efectivo de agua líquida se define como la masa de agua de las gotas de nube por unidad de volumen de aire que son colectadas por el granizo durante su crecimiento por acreción.

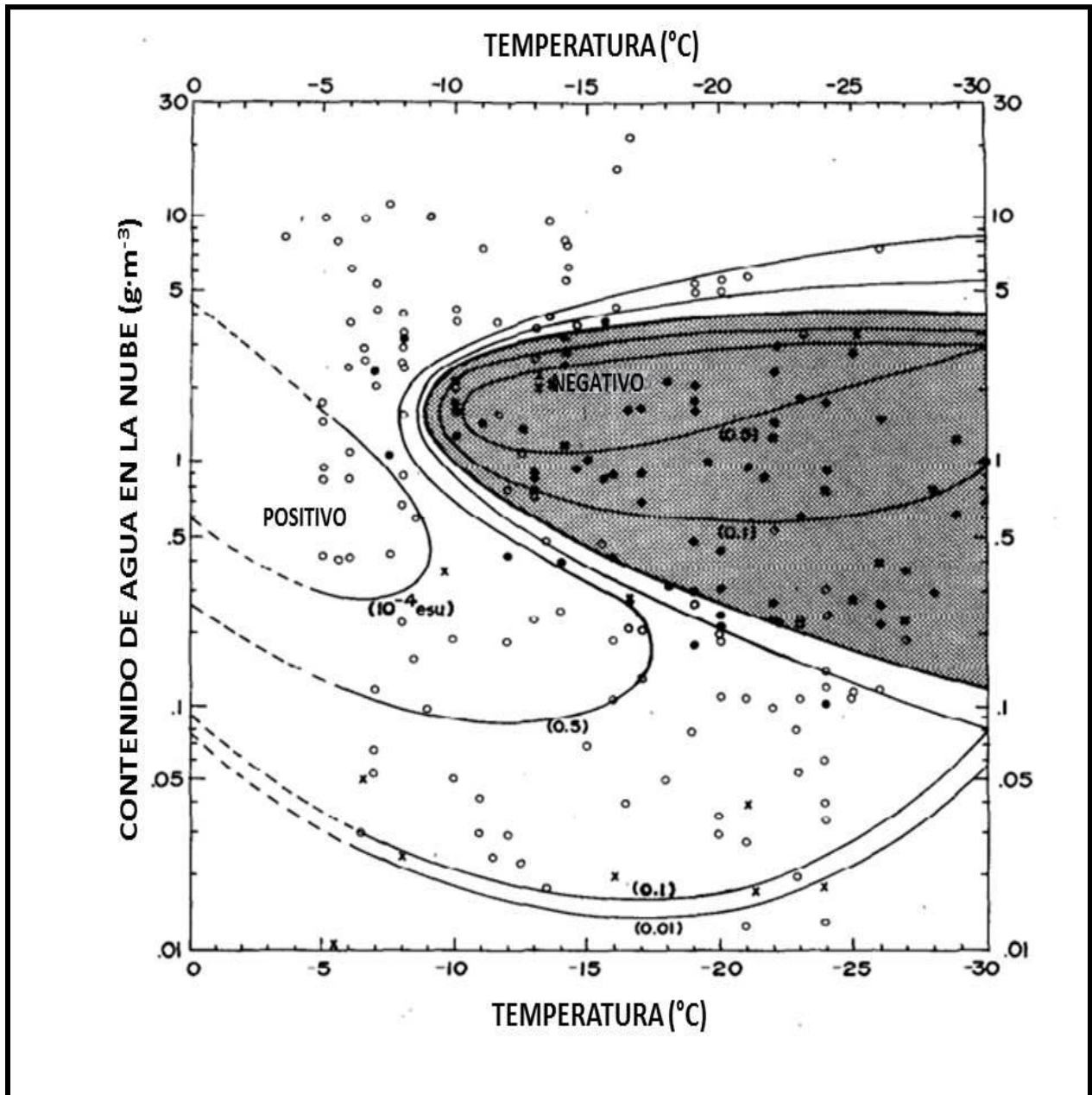


Figura 1.3. Resultados experimentales obtenidos por Takahashi [5]. Carga en el blanco en función de la Temperatura y el Contenido de Agua Líquida. Los círculos vacíos indican carga positiva, los círculos llenos carga negativa y las cruces, carga nula.

En 2006, Bürgesser et al. [10] llevaron a cabo experimentos con el fin de encontrar una relación entre la velocidad con la cual impactaban cristales y granizo en presencia de gotas de agua y la temperatura de inversión. Para ello, emplearon subcámaras separadas ubicadas dentro de la cámara de frío, con la finalidad de generar por separado las nubes de cristales de hielo y las de gotas de agua. Ambas nubes, la de gotas y la de cristales, se unifican dentro de un túnel de viento para luego colisionar con un blanco fijo de forma cilíndrica de 4 mm de diámetro. Las experiencias se realizaron a velocidades de 6, 8 y 11 m/s, a temperaturas entre -5 y -30°C y con contenidos efectivos de agua líquida entre 0 y 2 g/m^3 . Los resultados se exhiben en la figura 1.4. Se observa que a mayor velocidad, la temperatura de inversión aumenta.

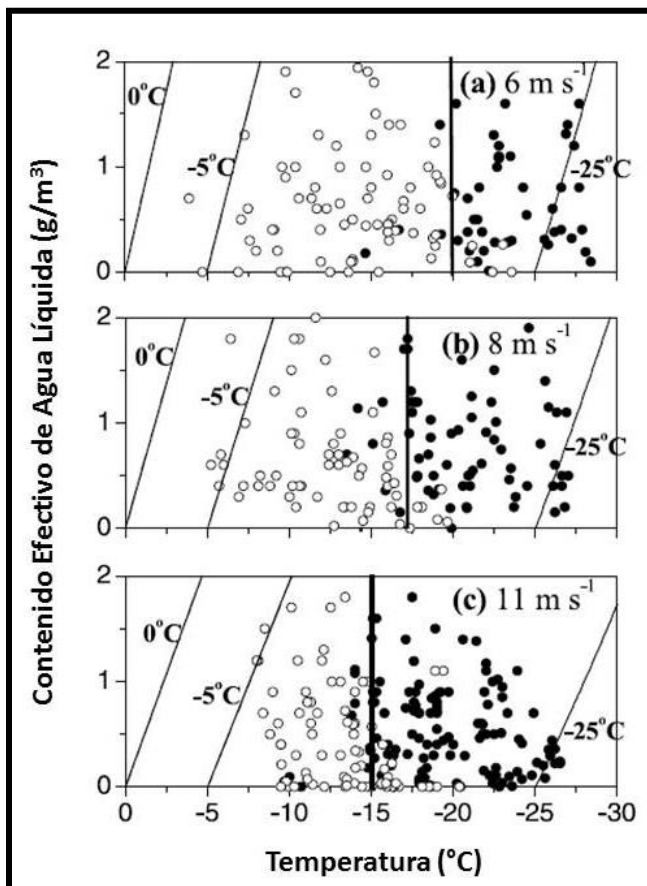


Figura 1.4. Diagrama de signo de carga transferido al blanco para distintas velocidades relativas [a) 6m/s; b) 8m/s; c) 11m/s] en función de la temperatura ambiente y del contenido efectivo de agua líquida. Se muestran las isothermas de temperatura del blanco a 0°C , -5°C y -25°C además de la temperatura de inversión para cada velocidad. Los círculos vacíos representan un cargado positivo y los llenos un cargado negativo.

Recientemente, en el año 2013, Ávila et al. [11], llevaron a cabo experiencias con el objetivo de determinar el signo de la carga transferida durante la colisión entre cristales de hielo y granizo a bajos contenidos efectivos de agua líquida para tres velocidades distintas. De los resultados obtenidos (ver figura 1.5), concluyeron que a temperaturas superiores a los -10°C , el granizo adquiere siempre carga positiva; mientras que, por debajo de los -10°C , el granizo se carga positivamente si el contenido efectivo de agua líquida es alto y negativamente si el contenido efectivo de agua líquida es bajo.

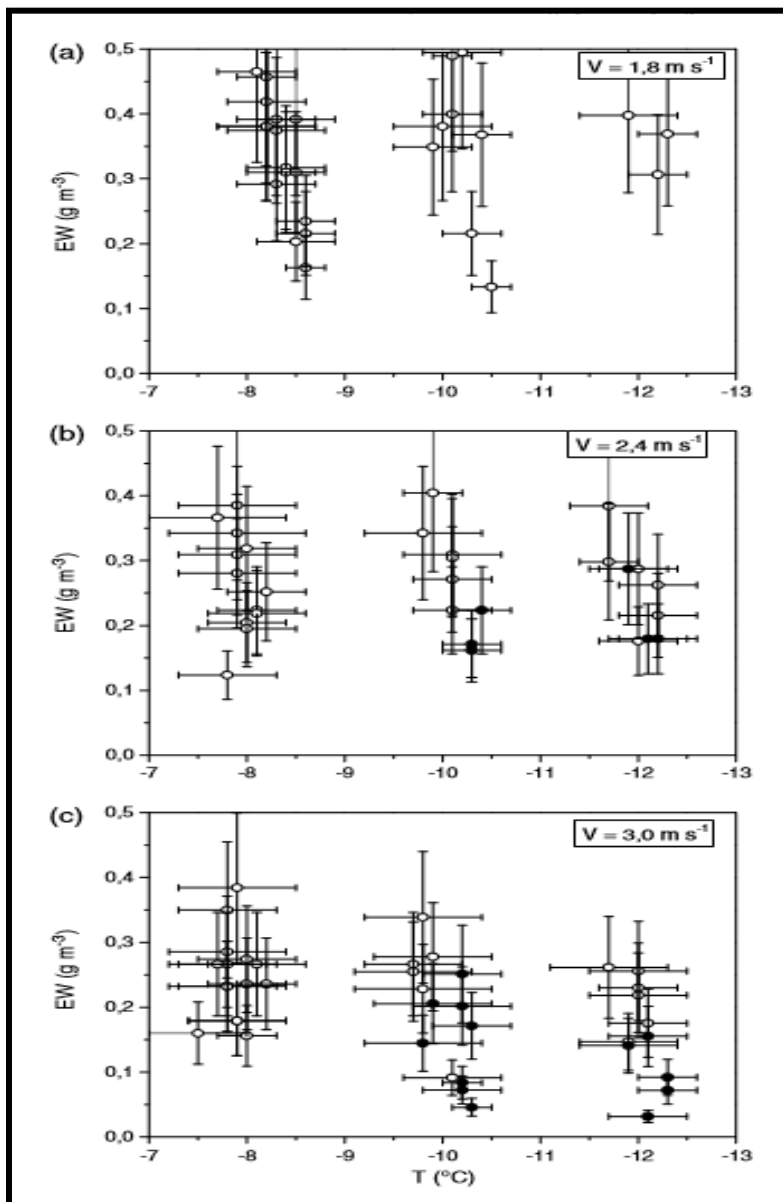


Figura 1.5. Puntos experimentales representativos del signo de la carga transferida al granizo en función del contenido efectivo de agua líquida y la temperatura a tres velocidades diferentes: (a) 1.8 m/s, (b) 2.4m/s, y (c) 3 m/s. Los círculos llenos corresponden al blanco cargado negativamente mientras que los círculos vacíos corresponden a una carga positiva del blanco.

Otros experimentos se han llevado a cabo entre estos años, con el fin de determinar mejor la relación entre la carga transferida durante colisiones de cristales de hielo y granizo y distintos parámetros como la temperatura, el contenido de agua líquida, la velocidad de impacto, el espectro de tamaño de las gotas sobreenfriadas, entre otros.

Todas estas experiencias demuestran la existencia de transferencias de carga durante interacciones entre granizos y cristales de hielo en presencia de gotas de agua sobreenfriada y en ausencia de un campo eléctrico. De estos resultados se obtuvo una explicación simple de la estructura eléctrica de las nubes de tormenta (ver Figura 1.2) que se relaciona con la temperatura de inversión como sigue: a temperaturas superiores a la temperatura de inversión, el granizo adquiere carga positiva mientras que, a temperaturas inferiores a dicha temperatura, el granizo se carga negativamente. Así, en las regiones de la nube donde la temperatura no supera a la temperatura de inversión, los cristales de hielo adquieren carga positiva luego de colisionar con los granizos y debido a su pequeño tamaño, son transportados hacia lo alto de la nube por las corrientes convectivas ascendentes de la misma formando así la región superior de carga positiva. Luego, los granizos que poseen una carga neta negativa y que por su tamaño no pueden alcanzar las regiones superiores de la nube, se ubican en la región central de la nube y conforman la zona negativa principal. Algunos granizos cuya carga es negativa caen por debajo de la temperatura de inversión y al colisionar en esta nueva región con cristales de hielo adquieren carga positiva y forman la región inferior. Por otro lado, los cristales de hielo adquieren carga negativa luego de las colisiones y las corrientes ascendentes los acercan a la zona principal negativa y así incrementan el tamaño de la misma.

Este modelo de electrificación es muy simple pues solo tiene en cuenta la relación entre el signo de la carga adquirida por el granizo y la temperatura. Sin embargo, brinda una excelente explicación a la estructura de carga eléctrica que está presente en las nubes de tormenta.

1.3.2 MECANISMOS PARA LA TRANSFERENCIA DE CARGA

A lo largo de las últimas décadas, numerosas hipótesis han sido propuestas con el fin de explicar la transferencia de carga que ocurre durante la interacción de las partículas de hielo. Muchas de estas hipótesis involucran la presencia de contenidos de gotas de nube. En este trabajo, se utilizan contenidos de agua líquida nulos, y por lo tanto, solo desarrollaremos a continuación los mecanismos que son consistentes con esta situación.

- Teoría de la Capa Cuasi-Líquida

Numerosos estudios, teóricos y experimentales, muestran que si hielo y vapor de agua coexisten (en la Figura 1.1 nos hallamos por encima de la curva de saturación con respecto al hielo), las partículas sólidas presentarán una capa cuasi líquida en la interfase hielo-vapor de agua. El espesor de esta capa crece con la temperatura y también con la tasa de crecimiento por vapor [12]. En 1968, Neville H. Fletcher [13] demostró que es energéticamente favorable a las moléculas de agua cercanas a la interfase agua-vapor, orientarse con sus iones H^+ apuntando hacia la zona de vapor. Tal orientación, promueve un flujo de iones negativos libres hacia la interfase agua-vapor con el fin de minimizar la

diferencia de potencial. Así, el hielo transportaría carga neta negativa en su capa cuasi líquida.

Si dos partículas de hielo colisionan y luego se separan, es razonable asumir entonces que se da un intercambio de masa entre las respectivas capas cuasi líquidas durante dicha interacción. En general, ocurrirá que masa de la capa más gruesa fluirá a la más delgada. Dado que, como ya se indicó anteriormente, el espesor de la capa cuasi líquida crece con la temperatura; una partícula que se encuentre a mayor temperatura, presentará una capa de mayor espesor, y por lo tanto, perderá masa y carga negativa durante la interacción con una partícula que se halle a menor temperatura, y su carga neta será positiva.

Este mecanismo indica que la carga que se separa durante la interacción entre partículas de hielo depende de las características superficiales de las mismas.

- Hipótesis de transferencia de cargas por tasa de crecimiento

En 1987, Baker et al. [14] basándose en la teoría anterior, proponen que el signo de la carga no estaba controlado por la diferencia de temperatura entre dos partículas de hielo sino por la tasa relativa de crecimiento entre las dos partículas de hielo y que la partícula con crecimiento más rápido adquiriría carga positiva luego de una colisión. Como se dijo, el espesor de la capa cuasi líquida crece con la tasa de crecimiento por deposición de vapor, así la partícula que se encuentre creciendo más rápido a expensas del vapor perderá masa y carga negativa y esto será adquirido por la partícula que crezca más lento con la cual colisione.

Las partículas de hielo que crecen a expensas del vapor de agua disponible liberan calor latente y por lo tanto, están varias décimas de grado más calientes

que el ambiente circundante. Algo similar sucede cuando las partículas de hielo comienzan a sublimar, éstas son ahora unas décimas de grado más frías que el entorno dado que durante el proceso el vapor absorbe calor.

Se ha observado experimentalmente que si una partícula de hielo (digamos un granizo simulado) que ha sido enfriada con respecto a su entorno colisiona contra otras partículas de hielo (digamos cristales de hielo); ésta adquiere carga positiva. Por otro lado, un blanco artificialmente calentado adquiere carga negativa durante la misma interacción. Esto sugiere que el estado de las superficies de las partículas de hielo tiene un efecto dominante en el espesor de la capa cuasi líquida, con respecto a la temperatura.

En el año 2001, Dash et al. [15] desarrollan la hipótesis de Baker y sugieren además que la rápida deposición de vapor sobre una superficie de hielo produce un crecimiento desordenado, lo que lleva a una alta densidad superficial de carga.

1.4 OBJETIVOS

Hasta el momento, muchos científicos dedicados al estudio de la atmósfera y sus procesos físicos consideran que para que se produzca una transferencia significativa de carga eléctrica en las colisiones entre granizos y cristales de hielo es necesaria una nube con mezcla de fases ya que, en ausencia de gotas de agua sobreenfriada, la carga transferida es tres órdenes de magnitud menor que en presencia de las mismas [6]. Los estudios realizados por Jayaratne [7] muestran que la presencia de gotas de nube es necesaria solamente para mantener la sobresaturación con respecto de agua en el ambiente donde se desarrollan los cristales. Sin embargo, ha sido observada actividad eléctrica en regiones de la

nube donde los contenidos de agua líquida tienden a ser nulos, regiones con características estratiformes; esto sugiere la presencia de mecanismos de transferencia de carga aun cuando el ambiente no está sobresaturado con respecto al agua.

El objetivo del presente trabajo es llevar a cabo un estudio experimental de las transferencias de carga que se dan entre partículas de hielo, bajo condiciones similares a las existentes en las regiones estratiformes de las nubes de tormenta. Se estudiará el signo de la carga transferida durante colisiones entre un granizo artificial y cristales de hielo crecidos por deposición de vapor con contenidos de agua líquida nulos.

Se considerará la influencia de las variaciones de los valores de la presión de vapor de agua en el signo de la carga transferida. Dicho parámetro no ha sido considerado en estudios experimentales previos, de allí nuestro interés en el estudio del impacto de dicho parámetro en el signo de la carga que se transfiere.

Finalmente, los resultados obtenidos aquí serán de utilidad en modelos numéricos o teorías de electrificación de nubes que busquen un mejor entendimiento de las regiones estratiformes de las nubes de tormenta.

CAPÍTULO 2

DISEÑO EXPERIMENTAL y RESULTADOS

En este trabajo, se determinó el signo de la carga que se transfiere a un granizo artificial durante las colisiones entre éste y cristales de hielo crecidos por deposición de vapor en un ambiente subsaturado respecto de agua reproduciendo condiciones similares a las existentes en las regiones estratiformes de las nubes de tormenta. Para ello, se midió la corriente generada en el granizo artificial, además de la temperatura y la sobresaturación de la nube de cristales, cuando estos colisionaban con dicho granizo.

Las mediciones se realizaron para temperaturas entre -7°C y -20°C , a humedades relativas entre 105 y 113% con respecto al hielo y a una velocidad de colisión de 3m/s.

2.1 DESCRIPCIÓN DEL DISEÑO EXPERIMENTAL

Las interacciones cristales-granizo se llevaron a cabo en una cámara fría de 2.30m de alto y $1.8 \times 1.8\text{m}^2$ de base, la cual es capaz de alcanzar temperaturas de hasta -30°C con una precisión de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ (Ver Figura 2.1).

Dentro de la cámara, se ubicó una subcámara, la caja de los cristales. En la base de la caja de los cristales se conectó un túnel de viento vertical, el cual contenía en su interior una rejilla metálica de cobre donde el diámetro de cada alambre que componía la red era de 2mm (ver Figura 2.2).

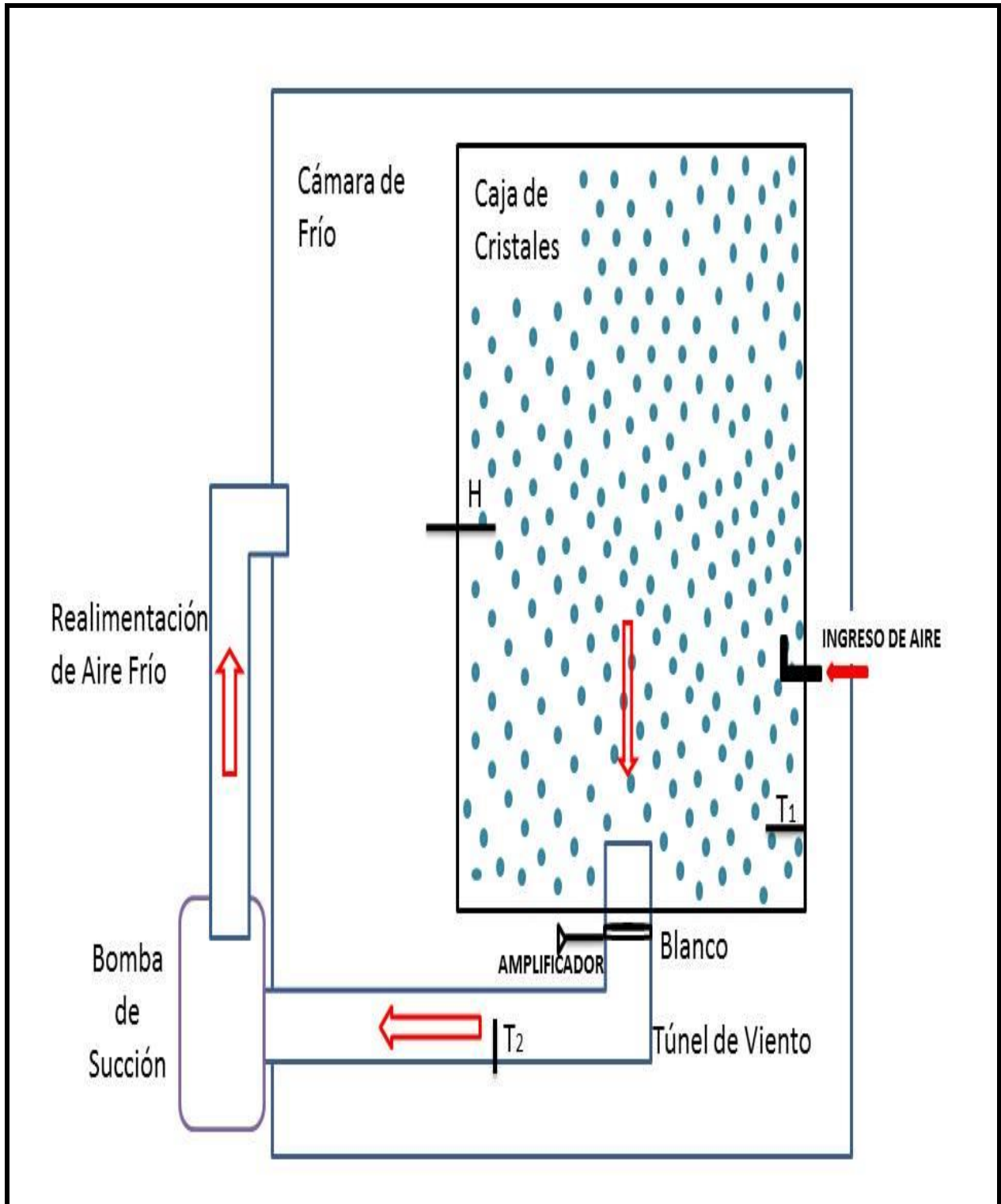


Figura 2.1. Diseño Experimental. H: Higrómetro, T₁: Temperatura en Caja de Cristales, T₂: Temperatura en Túnel de Viento.

El área entre los alambres era aproximadamente de $15 \times 15 \text{mm}^2$ lo que permitió considerar que las líneas de flujo en dicha rejilla eran gobernadas principalmente por el diámetro de los mismos y a cada alambre representativo de un granizo. La idea de utilizar una rejilla en vez de un único cilindro como blanco ya había sido empleada en trabajos previos ([3]; [4]; [7]; [9]; etc.) debido a que la magnitud de la corriente que adquiere el granizo es muy pequeña en experimentos con escasos o nulos contenidos de agua líquida. Así, empleando esta rejilla como blanco, es posible incrementar el número de colisiones y por lo tanto la magnitud de la corriente. La distribución de velocidades sobre la rejilla fue medida con un anemómetro. Se encontró que en general, ésta era uniforme, excepto en cercanía a las paredes del túnel donde la magnitud de la velocidad era alrededor de $\frac{1}{3}$ menor. Este efecto no se tuvo en cuenta al momento de determinar la velocidad del flujo de aire a través del túnel.

El granizo artificial, el blanco, se dispuso transversalmente al flujo de aire dentro del túnel y se conectó a un amplificador de corriente eléctrica, el cual nos permitió detectar la corriente eléctrica que por él circulaba cuando era sometido a colisiones con los cristales de hielo. El otro extremo del túnel fue conectado a una bomba de succión de aire ubicada fuera de la cámara fría, la cual fue utilizada para generar el flujo de aire dentro del túnel a la velocidad deseada.

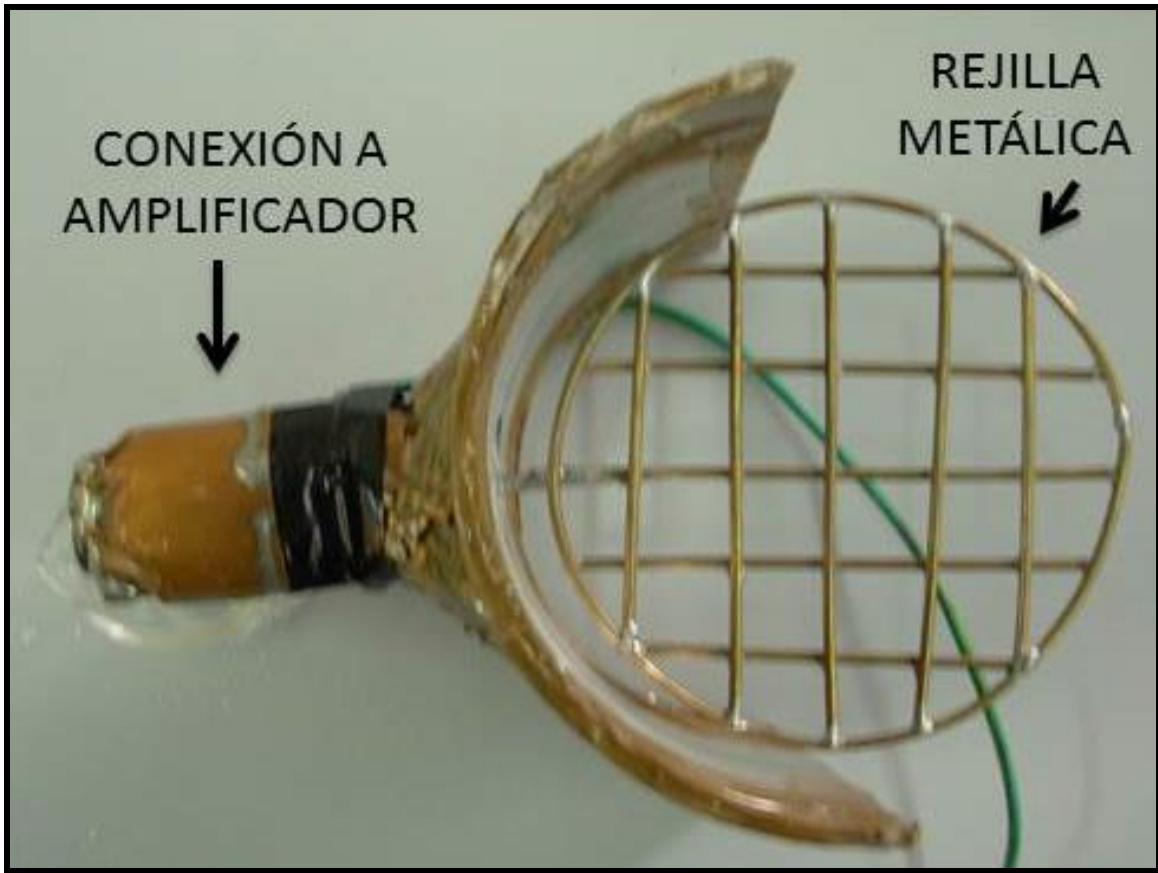


Figura 2.2 Rejilla Metálica

La nube de cristales de hielo era generada en la caja de los cristales. Una vez formada, la bomba de succión era accionada y se iniciaba el flujo de aire en el túnel de viento; de esta manera la nube de cristales era succionada por el túnel y la interacción entre los cristales de hielo y el blanco tenía lugar. La bomba de succión, luego, reingresaba el aire aspirado a la cámara de frío empleando otro conducto y con éste ciclo del aire se lograba minimizar la variación de la temperatura durante las mediciones.

2.1.1 MEDICIÓN y REGISTRO DE LOS PARÁMETROS RELEVANTES

Parámetros

- **Temperaturas**

Durante cada experimento, se registraron dos temperaturas: la temperatura en la caja de los cristales (T_1) y la temperatura del aire en el túnel de viento, luego de atravesar el blanco (T_2) (ver Figura 2.1). Dichos datos se recabaron con idénticos termistores que fueron previamente calibrados.

- **Humedad Relativa**

También fue registrada la humedad relativa respecto del hielo en la caja de los cristales. Esta información se recabó empleando un higrómetro ubicado dentro de dicha caja (ver Figura 2.1).

- **Corriente**

La corriente eléctrica que circulaba por el granizo fue detectada mediante el uso de un amplificador de corriente de alta ganancia desarrollado por el Dr. Rodolfo Pereyra en su trabajo doctoral [16]. Este amplificador consta de un circuito conversor corriente-tensión que utiliza un AO 3140. Debido a la baja intensidad de la señal que se deseaba medir, corrientes del orden de los picoamperes, el amplificador fue desarrollado con una ganancia de 10^{10} y fue conectado directamente al blanco, evitando el uso de cables, para disminuir al máximo el ruido eléctrico. Además, por poseer el amplificador una configuración inversora, fue necesario conectarlo a un seguidor de voltaje inversor de ganancia 1, el que fue ubicado fuera de la cámara de frío.

Registro de los Datos Adquiridos

Las temperaturas ya mencionadas, la humedad relativa y la corriente en el blanco fueron registradas en una computadora. Para esto, se utilizó una placa de adquisición de datos analógica/digital (A/D) con una tasa de muestro de 500ks/s.

Dicha placa trabaja con señales de voltaje en un determinado rango. Es por eso que tanto la corriente como las temperaturas y la humedad debieron ser convertidas a la señal compatible para la placa utilizada.

2.2 MEDICIONES

2.2.1 MEDICIÓN DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

La medición de la velocidad del viento se llevó a cabo empleando un anemómetro de apreciación 0,1 m/s. Dicho dispositivo fue ubicado dentro del túnel de viento por encima del blanco. Se registraron las velocidades a diferentes distancias del centro del túnel. Se obtuvo, en promedio, que en el centro del túnel la velocidad del viento era de $(3,0 \pm 0,5)$ m/s.

2.2.2 PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Se inicia con la configuración de la cámara de frío a la temperatura deseada. Una vez alcanzada la misma se procede a acrecer la rejilla metálica. Para ello, se rocía la rejilla ya ubicada dentro del túnel de viento con un flujo de pequeñas gotas de agua generadas por un “nebulizador” (ver Figura 2.3)



Figura 2.3. Rejilla Metálica acrecida. Granizo Artificial.

Cuando el blanco ya está acrecido, se genera la nube de cristales. Para ello, se introduce aire cálido y húmedo, del ambiente de laboratorio, dentro de la caja, con el fin sobresaturar la caja con respecto al hielo, siempre cuidando de no superar la curva de saturación del agua, pues nuestra intención es realizar los experimentos con valores de contenido de agua líquida nulos. El control del aumento de la sobresaturación se realiza con el higrómetro ubicado en la cámara. Cuando el valor de saturación es superado, se activan los núcleos de hielo al generar el enfriamiento rápido de un volumen de aire de la caja de cristales mediante la expansión adiabática del aire en el interior de una jeringa. Se dice entonces que la nube ha sido sembrada. Una vez activos dichos núcleos, los cristales comienzan a crecer por deposición de vapor. Luego, se inicia el flujo de aire a través del túnel de viento y se comienza con las mediciones.

Cada medición tuvo una duración de entre 90s y 220s. La duración de la medición estuvo ligada al cambio del espectro de tamaño de los cristales, el cual depende de la temperatura y humedad relativa [8]. Así, bajo ciertas condiciones de temperatura y humedad, se tienen cristales de tamaño suficiente para generar una corriente apreciable en el blanco en los primeros 90 segundos de la medición mientras que en otros casos sucede que en los primeros 50 segundos de medición aún no se registra ninguna corriente apreciable dado que los cristales aún son muy pequeños y entonces al permitir transcurrir el tiempo éstos crecerán y así la corriente en el blanco será considerable. El tiempo total de medición es determinado por la disminución del valor de la corriente producto del decrecimiento en el número de cristales disponibles en la nube.

El esquema respetado en cada medición es el siguiente:

- 0-10s: Se inicia la medición sin flujo de aire con la intención de ubicar el cero de corriente en el blanco, pues se sabe que al no haber flujo de aire no habrá interacción entre los cristales y el blanco.
- 10-40s: Se activa el flujo de aire a la velocidad ya medida.
- 40-50s: Se apaga el flujo de aire
- 50-80s: Se reactiva el flujo de aire.
- 80-90s: Nuevamente se apaga para fijar el cero final.

En mediciones más extensas, se repite este esquema: 10 segundos sin aire para fijar el cero seguido de 30s de viento para detectar el signo en las transferencias de carga, finalizando con 10s sin flujo de aire para ubicar el cero final.

2.2.3 ESPECTRO DE CRISTALES

Las formas y tamaños de los cristales fueron determinados a partir de muestras obtenidas al barrer la nube de cristales con vidrios rectangulares de 4mm de ancho, los cuales se hallaban recubiertos de una película plástica de Formvar al 3%. La toma de muestras se realiza mientras la película plástica se encuentra en estado líquido. Cuando el Formvar se seca, los cristales se han evaporado dejando su huella. A las muestras ya secas se las observa con un microscopio y se procede a la toma de fotografías (ver Figuras 2.4), a partir de las cuales y mediante la calibración adecuada, se determina el tamaño de los cristales.

La toma de muestras se llevó a cabo a tres temperaturas diferentes y a dos tiempos diferentes, unas inmediatamente luego de realizar la siembra en la nube y otras luego de aguardar 2 minutos después de la siembra.

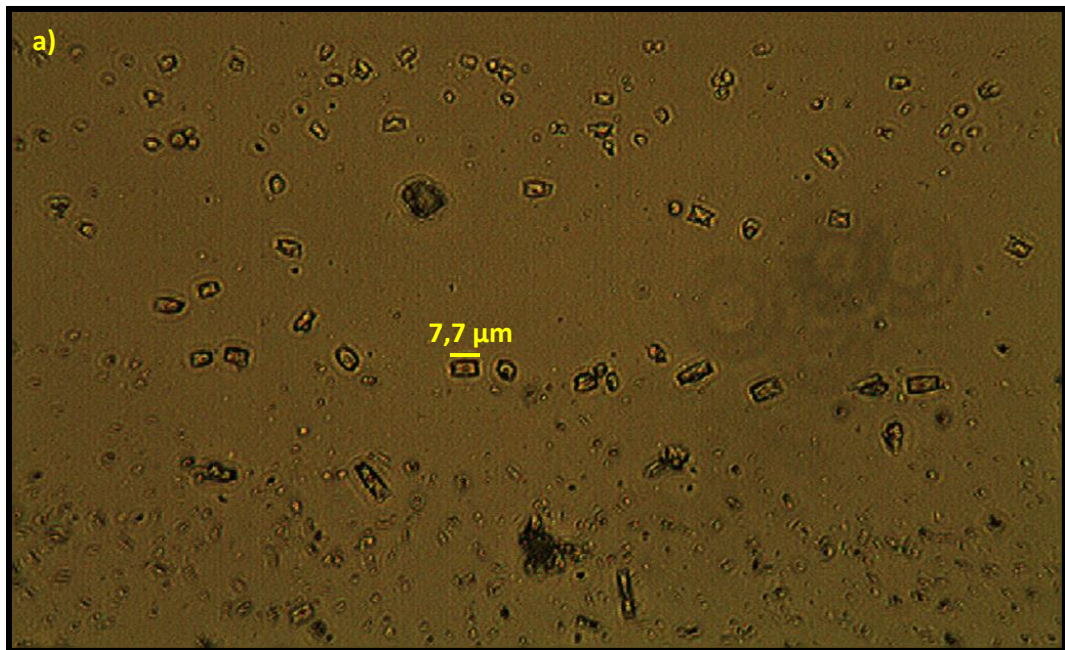
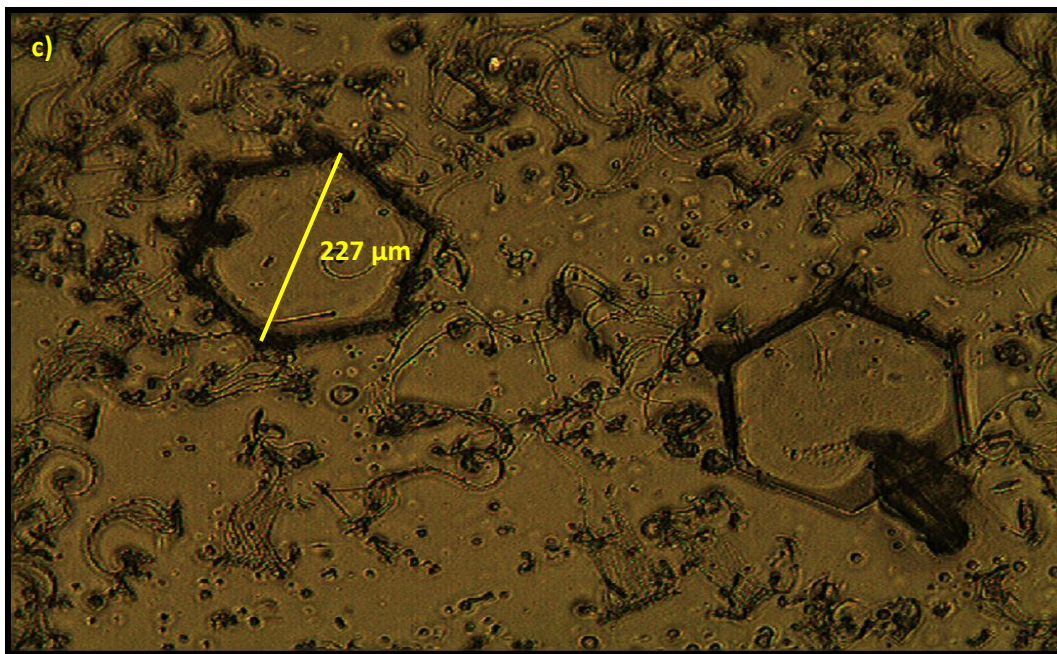
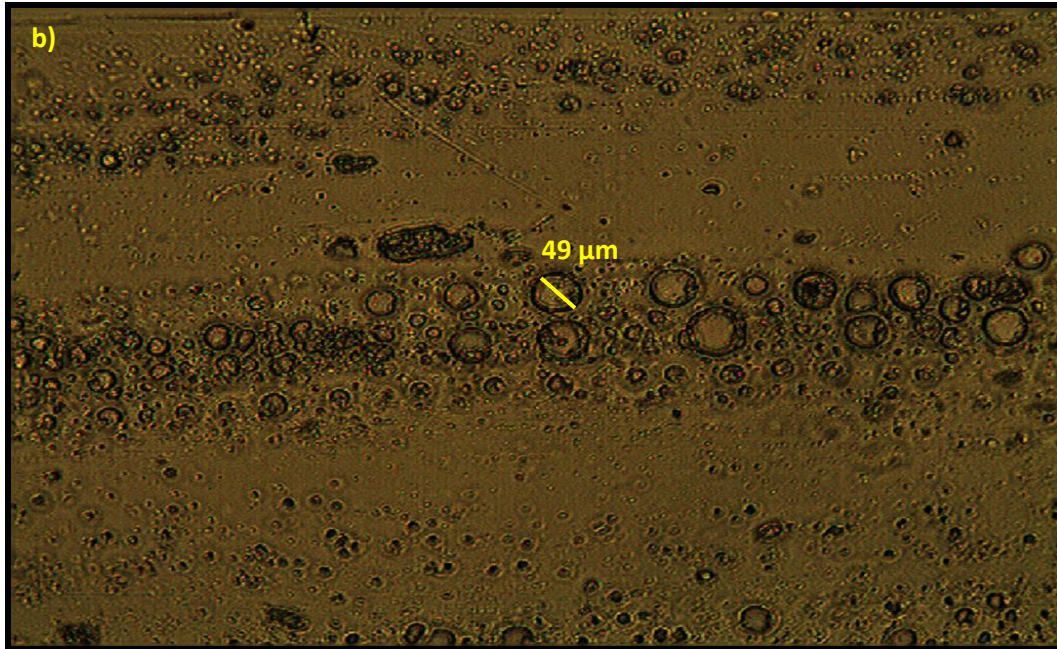


Figura 2.4a). Muestra de Cristales.



Figuras 2.4b) y c). Muestra de Cristales. Las muestras a), b) y c) fueron tomadas inmediatamente luego de la siembra a una temperatura de -13°C .

Para presentar los resultados obtenidos, se elaboraron los siguientes histogramas del tamaño máximo (ver Figuras 2.5). La línea roja representa la mediana de los tamaños en cada caso.

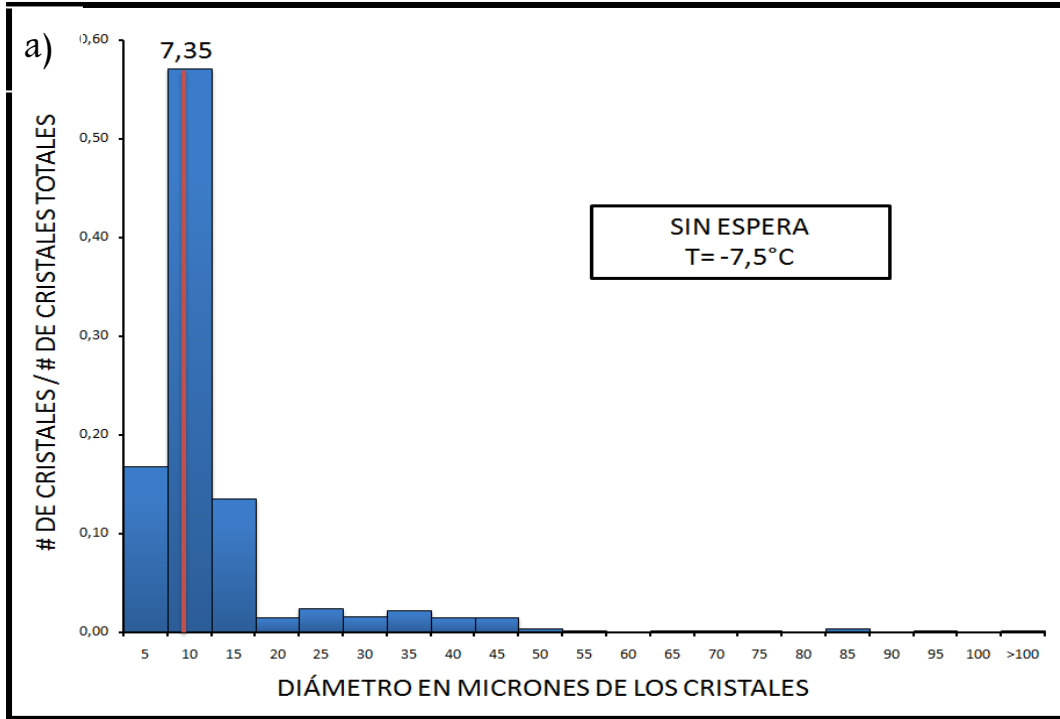


Figura 2.5 a) Histograma de tamaño máximo de cristales a $-7,5^{\circ}\text{C}$. Muestra tomada sin espera.

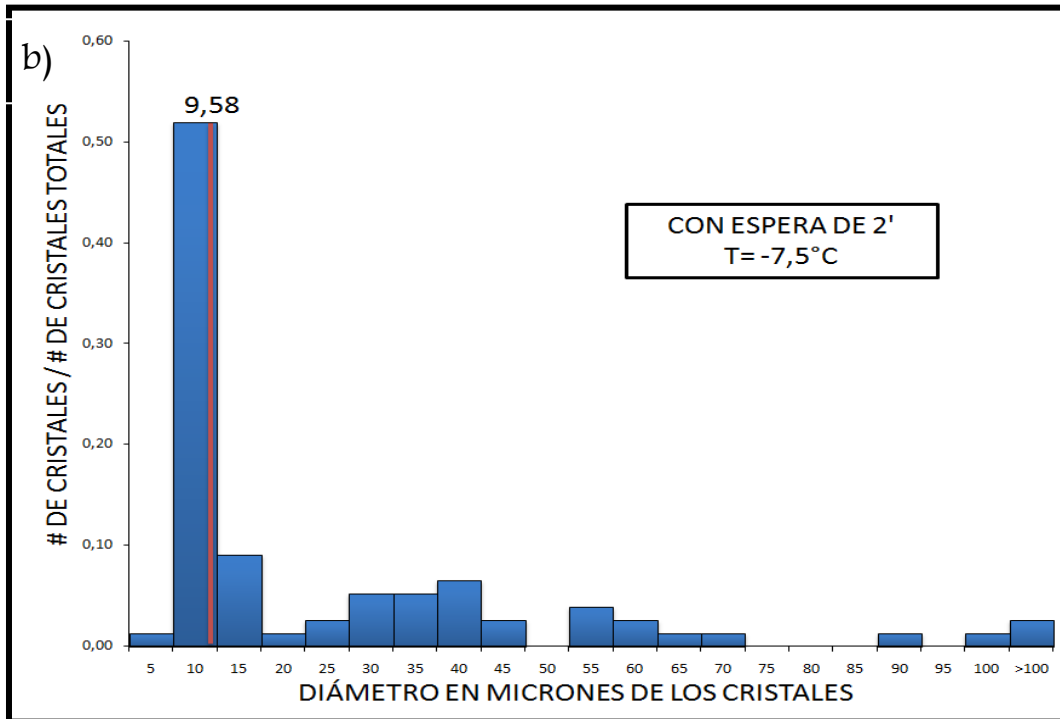


Figura 2.5 b) Histograma de tamaño máximo de cristales a $-7,5^{\circ}\text{C}$. Muestra tomada con espera.

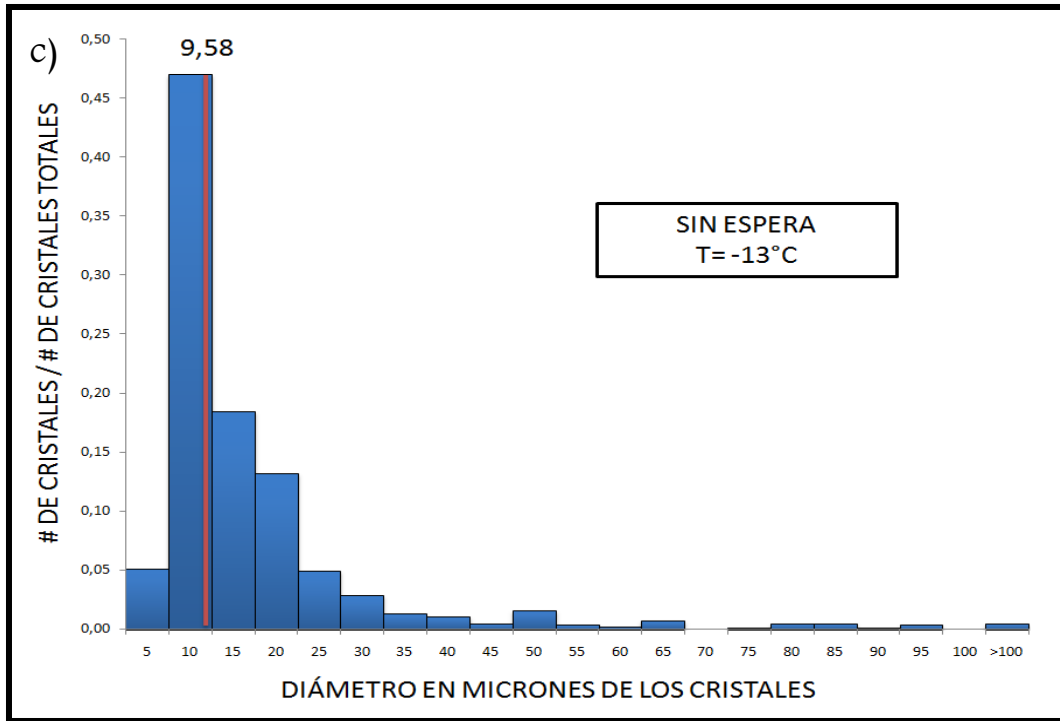


Figura 2.5 c) Histograma de tamaño máximo de cristales a -13°C . Muestra tomada sin espera.

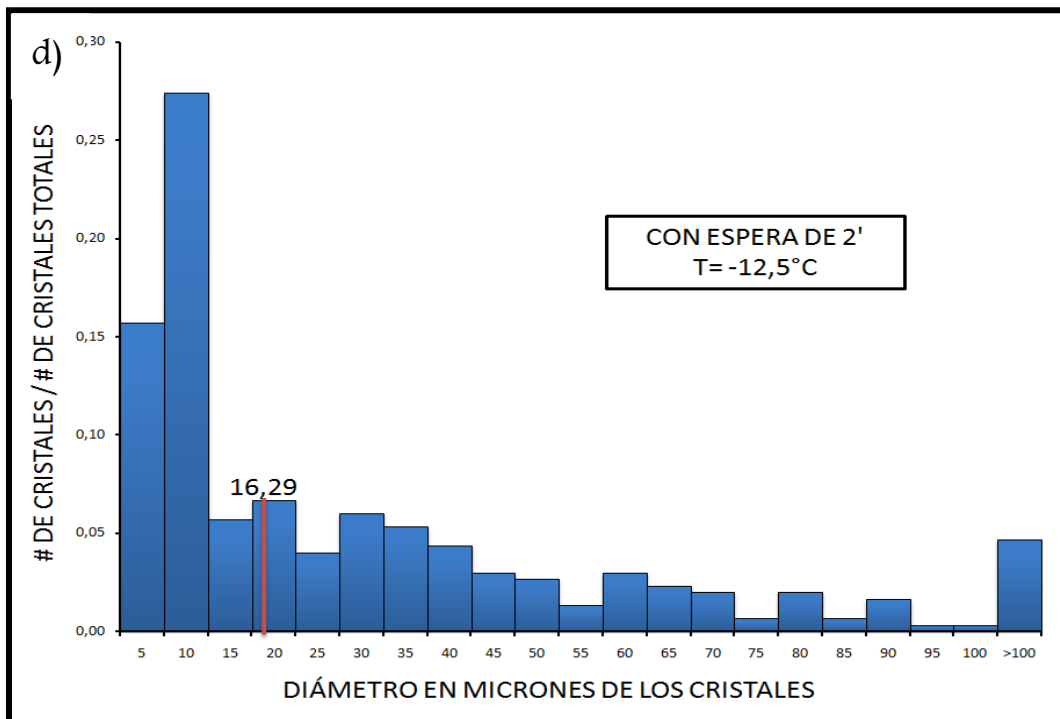


Figura 2.5 d) Histograma de tamaño máximo de cristales a $-12,5^{\circ}\text{C}$. Muestra tomada con espera.

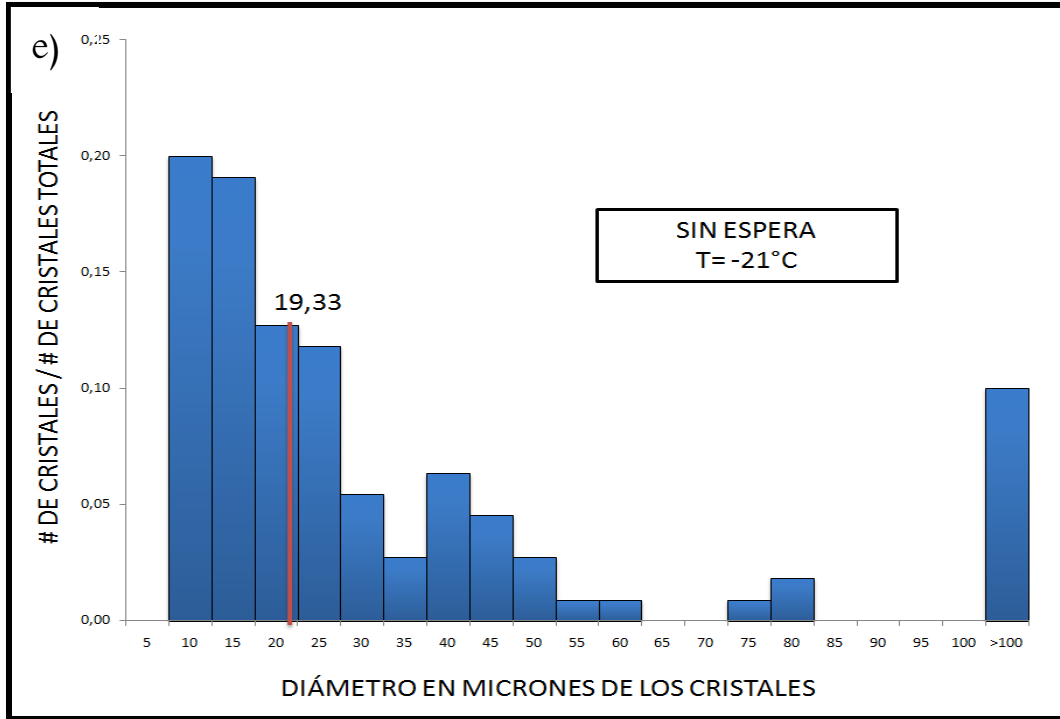


Figura 2.5 e) Histograma de tamaño máximo de cristales a -21°C . Muestra tomada sin espera.

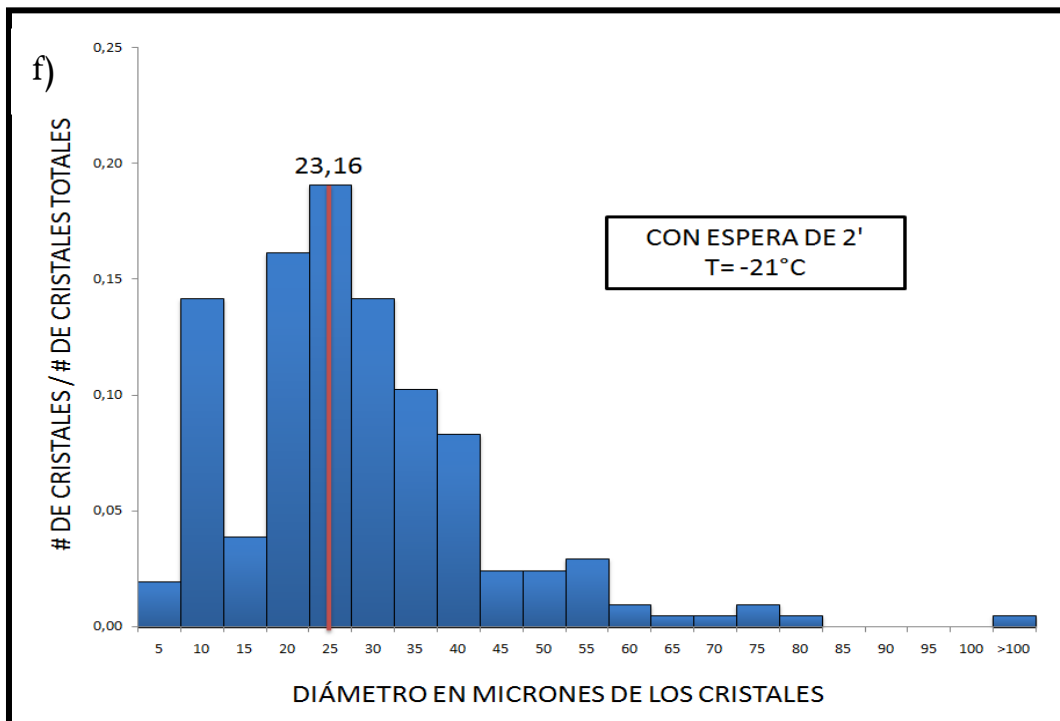


Figura 2.5 f) Histograma de tamaño máximo de cristales a -21°C . Muestra tomada con espera.

De una comparación entre las Figuras 2.5 a) y b), c) y d) y e) y f), es posible concluir que los cristales de hielo crecieron por deposición de vapor en los 2 minutos que transcurrieron entre las tomas de muestras. Este hecho se ve reflejado tanto en el valor de la mediana de cada espectro, como en el ancho de cada espectro para los casos de las temperaturas de -7.5°C como de -12.5°C . En el caso de la temperatura de -21°C , la mediana exhibe el mismo comportamiento que en los casos anteriores, pero se observa un decrecimiento en el ancho del espectro. Esto es debido a que en este último caso, al inicio de la experiencia, los cristales ya han alcanzado un tamaño suficiente como para precipitar, por lo cual esos cristales no se observan en el espectro tomado 2 minutos más tarde.

Es importante también notar la diferencia en los espectros de acuerdo con la temperatura de las muestras. Se ve que a temperaturas cálidas, aún cuando el tiempo ha transcurrido, la mayoría de los cristales no superan los 15 micrones de diámetro, mientras que a temperaturas más frías, los diámetros de la mayoría de los cristales oscilan entre 15 y 40 micrones.

Por último, los hábitos cristalinos observados difieren de la geometría hexagonal idealizada [17, 18]. Sin embargo, Korolev et al. [19] encontraron que la mayoría de las partículas de hielo en nubes estratiformes en latitudes medias presentaban formas irregulares como las encontradas en este trabajo. Además, considerando las condiciones de subsaturación con respecto al agua y las temperaturas trabajadas, las formas de los cristales de hielo concuerdan con las halladas, bajo condiciones similares, por Bailey y Hallett [20] en su trabajo realizado en el año 2008.

2.3 RESULTADOS

En la Figura 2.6 se presenta a modo de ejemplo una medición típica de corriente eléctrica circulando por el blanco en función del tiempo.

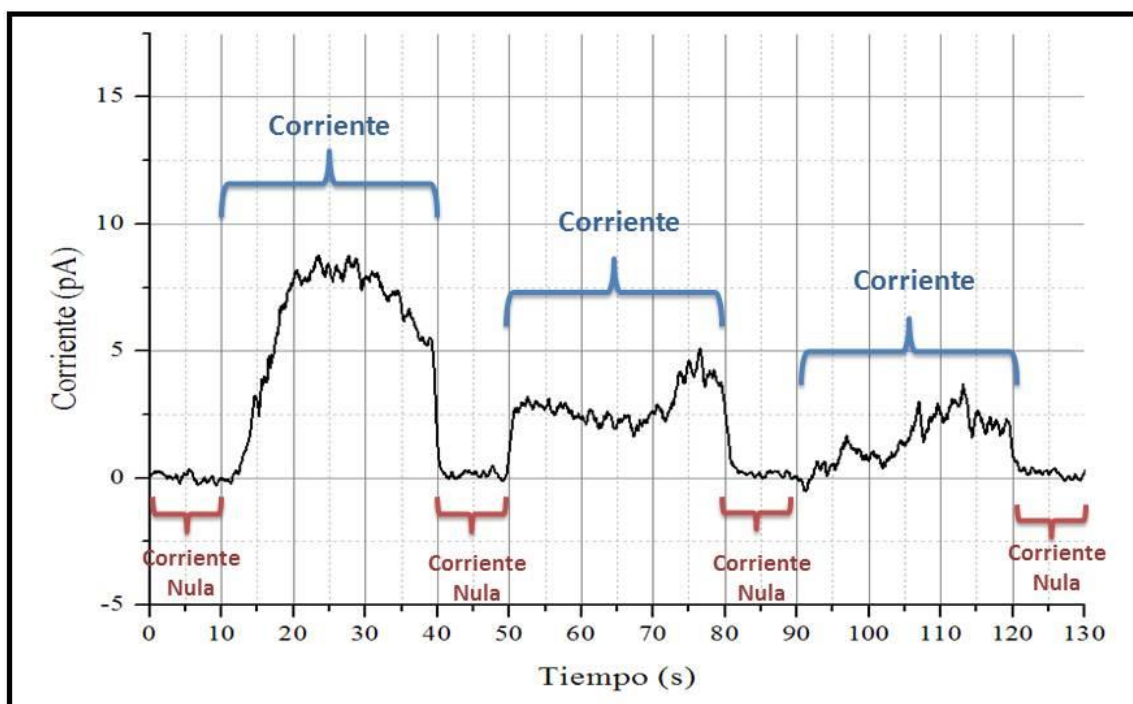


Figura 2.6. Medición realizada a -19°C y 108% de humedad relativa con respecto al hielo.

Se han destacado los períodos con y sin corriente, es decir, con y sin flujo de aire. Si se observan los períodos con corriente, es evidente el decrecimiento en el valor de la misma a medida que se avanza en la medición. Esto se debe a que cada vez que se activa el flujo de aire se arrastran cristales de la nube hacia el túnel por lo que el número de cristales disponibles en la nube decrece, de modo que hacia el final de la medición, la corriente es pequeña comparada con la inicial y si extendemos la medición, eventualmente será nula.

En la Figura 2.7 se muestran las variaciones de los parámetros temperaturas y humedad relativa en función del tiempo durante la medición de la Figura 2.6.

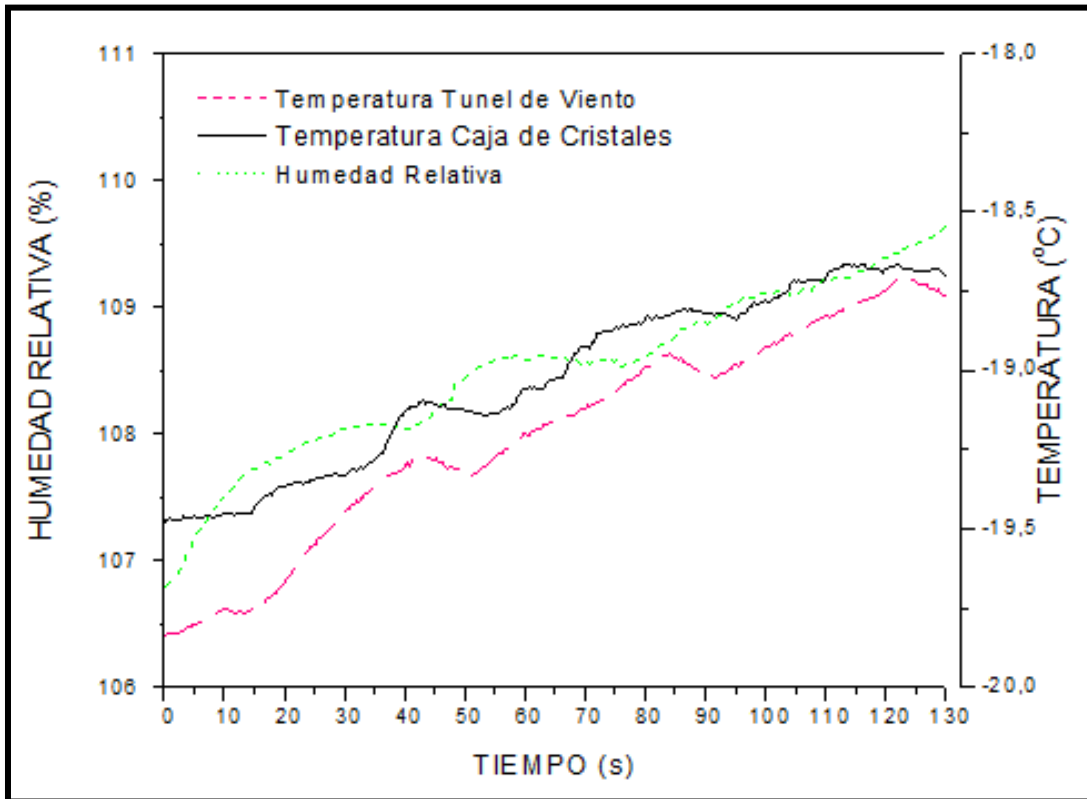


Figura 2.7. Parámetros registrados durante la medición representada en la figura 2.6.

De la figura 2.6 es evidente que a lo largo de toda la medición la corriente fue positiva, por lo tanto el signo de la carga transferida al granizo es positivo. Este valor está asociado a valores de temperatura y de humedad relativa, dados por las medias de temperatura y humedad relativa registradas durante la medición (Figura 2.7). Se considera como temperatura la medición de la misma en la caja de los cristales, pues la diferencia entre ésta y la del túnel, es de a lo sumo $\pm 1^{\circ}\text{C}$, lo cual se encuentra dentro del error experimental de este parámetro y tienen el mismo comportamiento como se ve en la figura 2.7.

En el caso analizado como ejemplo y a partir de la figura 2.7 se observa que la temperatura del punto con corriente positiva es de $(-19 \pm 1) ^\circ\text{C}$ (media de las temperaturas mínima y máxima registradas durante la medición). Del mismo modo se calcula el valor de la humedad relativa, resultando $(108 \pm 2) \%$.

En esta medición todos los tramos tienen corriente positiva. Sin embargo, en otras mediciones, no todos los tramos tienen el mismo signo de corriente, algunos inician con corriente positiva y luego se vuelve negativa y viceversa (ver Figura 2.8). En los casos en los que los tramos positivos y negativos se repiten la misma cantidad de veces o no es evidente la predominancia del signo de la corriente se opta por concluir que la corriente es nula.

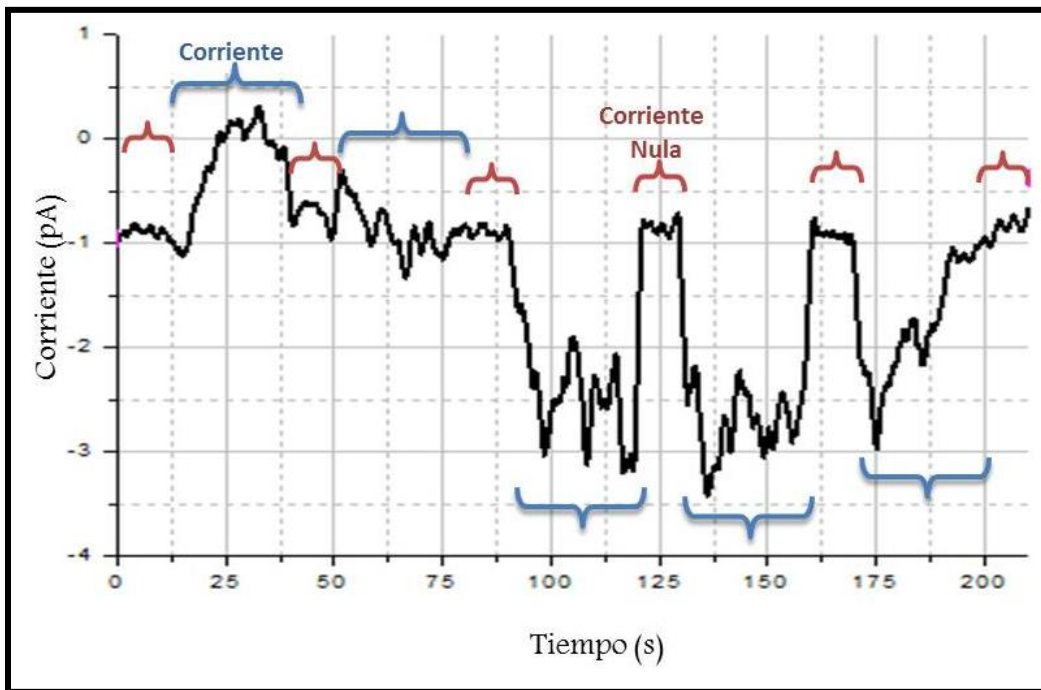


Figura 2.8. Medición realizada a -16°C y a 106% de sobresaturación con respecto al hielo.

En la Figura 2.9 se presenta un gráfico de humedad relativa versus temperatura de todas las mediciones realizadas. Con diferentes símbolos se indica

si la corriente eléctrica en el blanco, correspondiente a esas coordenadas, fue positiva, negativa o nula.

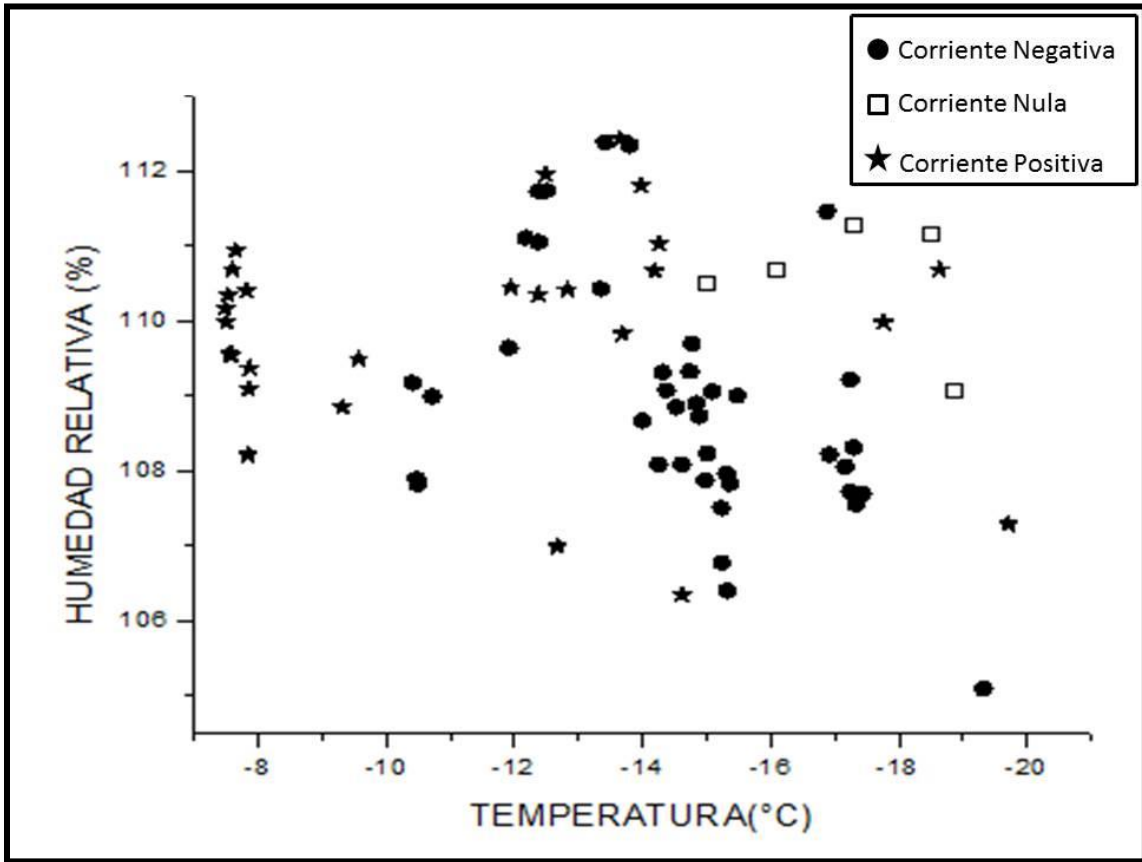


Figura 2.9. Resultados Experimentales

De la figura 2.9 es posible observar a grandes rasgos, que a altas temperaturas ($>-10^{\circ}\text{C}$) la corriente fue positiva, mientras que a temperaturas inferiores a -10°C , el signo de la corriente no presenta una tendencia concreta con la temperatura.

CAPÍTULO 3

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

A partir de los resultados presentados en el capítulo anterior (ver Figura 2.9) podemos realizar las siguientes consideraciones.

Para temperaturas superiores a los -10°C , encontramos que la carga transferida al granizo es positiva independientemente de los valores de humedad relativa de cada experiencia del rango de medición.

Para temperaturas inferiores a los -10°C , es evidente un cambio en la tendencia del signo del cargado del granizo. Se observa una transferencia de carga positiva, negativa o nula, según sea el valor de la humedad relativa durante la medición. Para experiencias con humedades relativas menores a cierto valor (humedad relativa de inversión) se transfiere carga negativa mientras que para mediciones con valores de humedad relativa mayor, se transfiere carga positiva. Las mediciones sin transferencia de carga (corriente nula) indicarían que estas mediciones fueron realizadas con humedades relativas iguales al valor de inversión. Además se observa que el valor de humedad relativa de inversión depende de la temperatura, disminuyendo su valor con la disminución de la temperatura.

Podemos decir entonces, en función de los resultados obtenidos, que la temperatura de inversión del signo de la carga transferida al granizo cuando éste colisiona con cristales de hielo es cercana a los -10°C .

En general todos los trabajos anteriores sobre transferencia de carga, fueron realizados con contenidos de agua líquida distintos de cero, por lo cual no es

posible llevar a cabo comparaciones directas con los resultados encontrados. Ahora bien, si nos remitimos al trabajo realizado por Ávila et al [11], podemos rescatar de los resultados de la experiencia realizada a 3m/s (ver figura 1.5c)) que, la temperatura de inversión también ronda los -10°C para contenidos efectivos de agua líquida bajos. Esto concuerda también con resultados previos de experiencias ya mencionadas como las realizadas, por ejemplo, por Takahashi [5] o Bürgesser et al. [10], aun cuando los contenidos de agua líquida son no nulos y las velocidades de impacto son diferentes.

Así, parecería existir una continuidad en el comportamiento del proceso de cargado del granizo cuando pasamos de bajos contenidos de agua líquida a nulos a una misma velocidad de impacto para altas temperaturas.

Una posible explicación al signo de la carga transferida al granizo durante colisiones con cristales de hielo es la teoría de la capa cuasi líquida asociada a la tasa de crecimiento de las partículas de hielo propuesta por Baker et al. en 1987 [14]. La hipótesis propuesta por Baker et al. indica que la partícula de hielo que crece más rápido por deposición de vapor adquiere carga positiva. Para poder aplicar dicha hipótesis, es necesario conocer las condiciones de crecimientos de ambos tipos de partículas.

La tasa de crecimiento (TC, cambio de la masa en el tiempo dividido el área) de las mismas está directamente relacionada con la sobresaturación del ambiente en el cual están inmersas y es inversamente proporcional a sus tamaños como sigue (ver Apéndice),

$$TC \propto (\rho_v(T) - \rho_{si}(T)) \frac{1}{a} \quad (1)$$

donde a es el tamaño de la partícula, y ρ_v y ρ_{si} son la densidad de vapor del entorno y de saturación respecto al hielo respectivamente.

De los valores de humedad relativa respecto del hielo (HR) y de temperatura (T), es posible determinar el valor de ρ_v de cada medición mediante la siguiente relación

$$HR = \frac{\rho_v(T)}{\rho_{si}(T)} \times 100 \quad (2)$$

En la Figura 3.1 se muestra el diagrama de signo de la carga transferida en función de la temperatura y de la diferencia $\rho_v(T) - \rho_{si}(T)$. También están graficadas las curvas que representan los valores de humedad relativa máximas y mínimas de todas las mediciones.

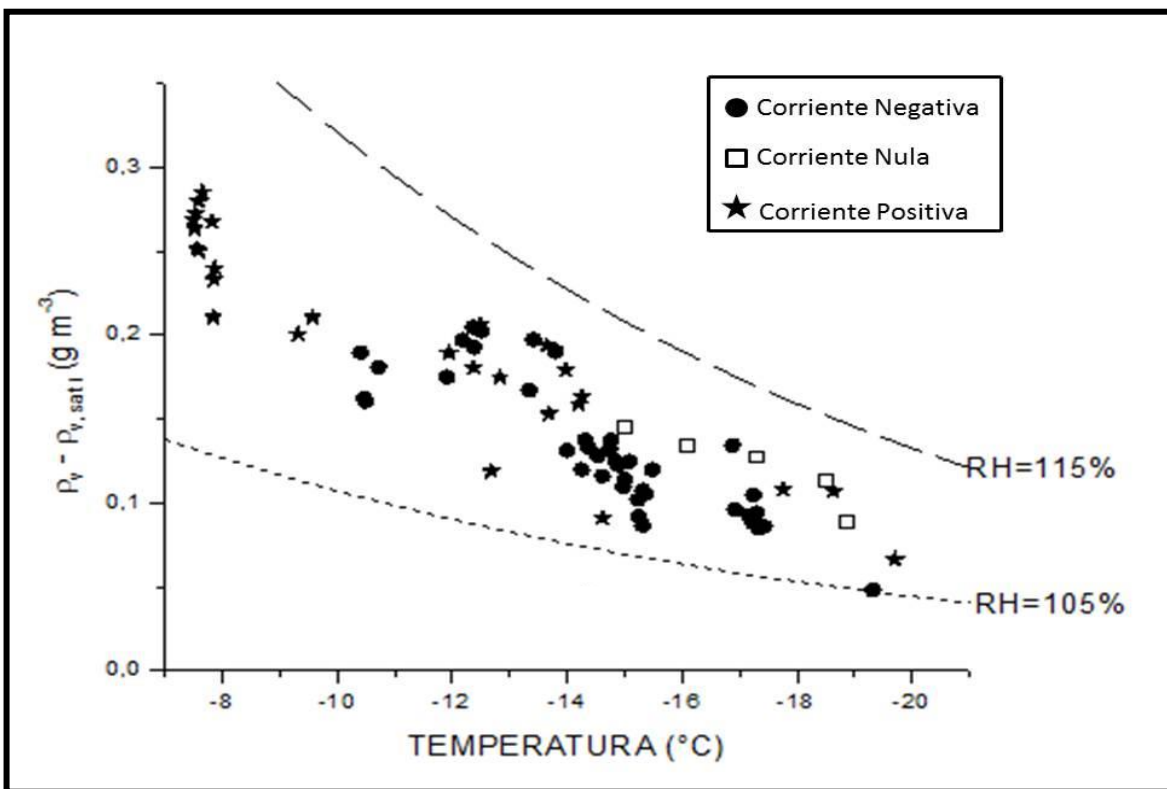


Figura 3.1 Resultados Experimentales.

El signo de la carga transferida al granizo se ha graficado aquí en función de la diferencia entre las densidades de presión de vapor y de saturación y de la temperatura T_1 .

Si asumimos que tanto el granizo como los cristales de hielo están todos coexistiendo en un ambiente con una sobresaturación uniforme y que ambas partículas tienen igual temperatura, según la ecuación (1) la tasa de crecimiento del granizo será siempre menor a la tasa de crecimiento de los cristales de hielo debido a que el tamaño del granizo ($R = 2 \text{ mm}$) es mucho mayor al tamaño de los cristales de hielo ($r \sim 15 \mu\text{m}$). Por lo tanto, el granizo adquirirá carga negativa para todo el rango de temperatura y humedad relativa medido.

Sin embargo, las temperaturas de dichas partículas no son las mismas, el granizo está a una temperatura más baja que los cristales. Esto se debe a que si bien en general ambas partículas están creciendo por deposición de vapor, el cristal posee dimensiones más pequeñas y como consecuencia de la liberación de calor latente que se da durante su crecimiento éste se calienta más rápidamente de lo que lo hace el granizo. Además, el granizo está fijo y pierde calor por ventilación durante la experiencia mientras que los cristales son arrastrados por la corriente de aire.

A partir de un desarrollo algebraico de la ecuación de tasa de crecimiento (ver Apéndice), podemos llegar a la existencia de cierto valor umbral de la humedad relativa dependiente de la temperatura del granizo que nos indique la inversión en el signo del cargado del granizo.

Suponiendo que la temperatura de los cristales es $T_x = T + \Delta T$, se encuentra que pequeñas variaciones en el valor de ΔT (dentro del error experimental) cambia drásticamente las condiciones de crecimiento de los cristales de hielo y se observa una marcada dependencia con la sobresaturación y esto puede llevar a un cambio en el signo de la carga que se transfiere al granizo.

En la Figura 3.2 se representan las curvas de humedad relativa que indican un cambio en las condiciones de crecimiento de los cristales de hielo para distintos valores de ΔT .

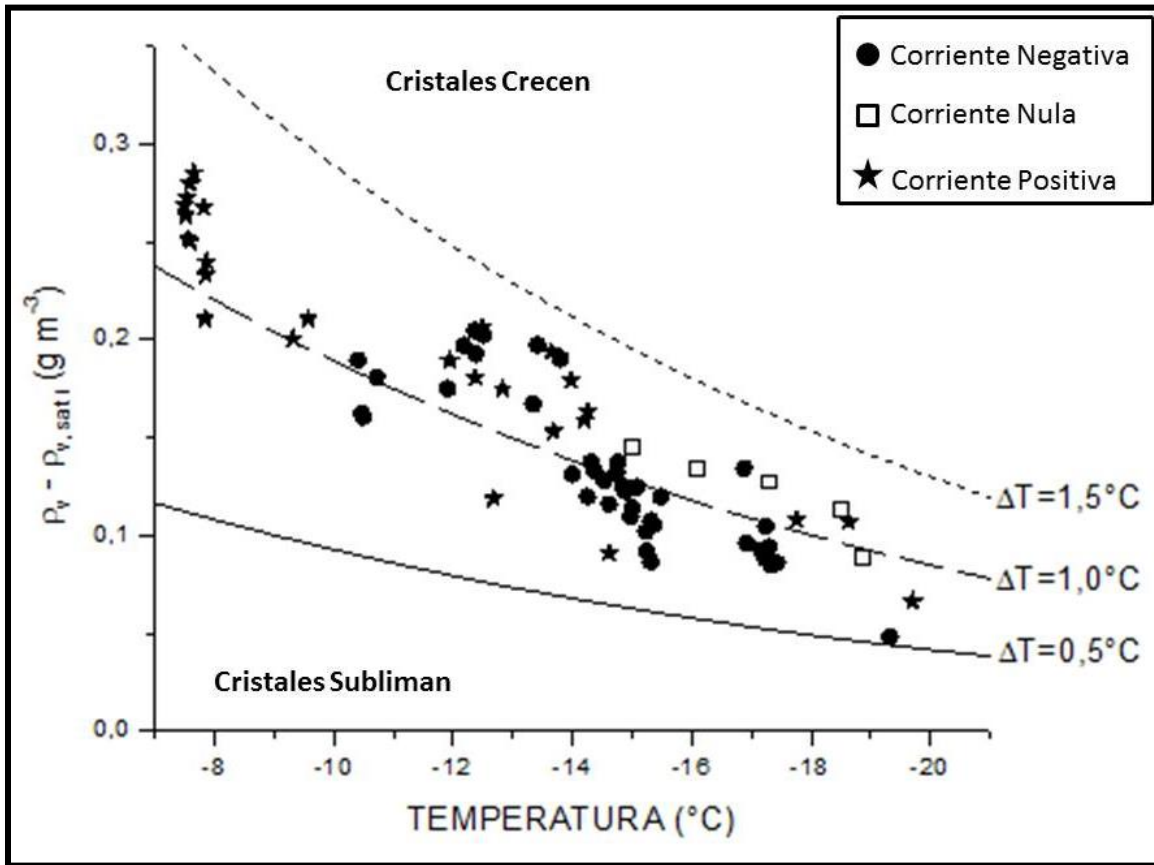


Figura 3.2. Análisis de datos según teoría de Baker [14]. Las curvas de Humedad Relativa que indican inversión vienen dadas por la ecuación (A.15) a distintos ΔT .

Para valores de humedad menores a los indicados por la curva, los cristales subliman y para valores mayores los cristales crecen por deposición de vapor. Estas curvas concuerdan con el hecho de que no fue posible realizar mediciones para bajos valores de humedad relativa pues, según los cálculos, las condiciones de baja humedad se corresponden con la zona de sublimación de los cristales, indicando la imposibilidad de generar y/o mantener en el tiempo la nube de cristales de hielo.

Dada la diferencia de tamaños entre el granizo y los cristales de hielo, las curvas obtenidas para el crecimiento de los cristales de hielo, también indican las condiciones de inversión del signo de la carga transferida. Por debajo de las curvas, el granizo crece a una tasa mayor que los cristales de hielo, por lo tanto debería adquirir carga positiva durante la interacción y por encima carga negativa, según la hipótesis de Baker et al. [14]. Para temperaturas mayores a -10°C , es necesario un $\Delta T \sim 1,5^{\circ}\text{C}$ para obtener las condiciones que expliquen la carga transferida observada durante las mediciones. Para temperaturas menores, las observaciones estarían en contraposición con la hipótesis de Baker et al. según los cálculos realizados.

Ahora bien, dichos cálculos son solo estimativos ya que debería tenerse en cuenta otros factores relevantes para el crecimiento de las partículas como lo son la ventilación, la difusión, la estructura cristalina, entre otros; pero esto escapa al objetivo del presente trabajo. Sin embargo, los cálculos muestran que las características superficiales de las partículas de hielo (en particular las características de los cristales de hielo debido a su tamaño) son muy sensibles a la temperatura y sobresaturación y es necesario tener un mayor control de estas variables para el análisis.

Por otro lado, la hipótesis propuesta por Baker et al. es capaz de explicar el signo de la carga transferida observada en mediciones de trabajos anteriores pues ha sido propuesta en base a resultados encontrados durante mediciones con contenidos de agua líquida distintos de cero, por lo cual no necesariamente sería capaz de explicar los resultados encontrados en este trabajo. Cabe destacar que cuando el contenido de agua es distinto de cero, el granizo crece por acreción y en consecuencia su temperatura es más alta que la del ambiente debido a la liberación de calor latente de fusión, por lo que la hipótesis que considera a los

cristales más calientes que el granizo podría dejar de ser válida. Por otro lado, la hipótesis de Baker no explica las observaciones realizadas para bajos contenidos de agua líquida y bajas temperaturas en distintos experimentos como los realizados por Takahashi [5] y por Saunders and Peck [21].

Es importante destacar que los valores de temperatura y humedad reportados son valores medios de toda la medición. Se observa que durante el desarrollo de una medición (Figura 2.7), tanto la temperatura como la humedad relativa cambia en el tiempo, y si bien, las variaciones de estos parámetros están comprendidas en el error experimental, según los cálculos de la tasa de crecimiento, estas variaciones pueden ser relevantes en el mecanismo de transferencia de carga.

Como conclusión se enuncian a continuación los resultados más significativos encontrados en este trabajo:

- Se realizaron por primera vez mediciones de transferencia de carga en condiciones observadas en nubes estratiformes o regiones estratiformes de las nubes de tormenta.
- Se obtuvo el signo de la carga transferida al granizo durante la colisión de cristales de hielo para distintas temperaturas y humedades relativas.
- En base a cálculos estimativos, se encontró que las condiciones de crecimiento de las partículas de hielo son muy sensibles a las condiciones de humedad relativa y de temperatura, por lo que es necesario realizar mediciones más precisas para poder llevar a cabo un análisis más cuidadoso de la carga transferida en base a la hipótesis de Baker et al. [14].

APÉNDICE

Desarrollo algebraico de la Ecuación de la Humedad Relativa de Inversión

En este apéndice se deduce a partir de igualar las tasas de crecimiento de los cristales de hielo y el granizo una expresión para la humedad relativa de inversión, en función de parámetros experimentales como lo son las temperaturas de las partículas de hielo y la presión del vapor de agua del ambiente.

La tasa de crecimiento de la masa de las partículas de hielo por deposición de vapor está modelada por Pruppacher y Klett [22]

$$\frac{dm}{dt} \sim 4\pi FC[\rho_v(T) - \rho_{si}(T)] \quad (A.1)$$

donde F tiene en cuenta la difusión del vapor, efectos de ventilación, estructura cristalina, entre otros; y C tiene en cuenta la forma y el tamaño de la partícula de hielo.

Suponiendo a los cristales de hielo como esferas,

$$C_x = \frac{2r}{\pi} \quad (A.2)$$

donde r es el tamaño del cristal de hielo.

Para el caso de un granizo cilíndrico de radio R y largo $h \gg R$,

$$C = \frac{h}{\ln(2h/R)} \quad (A.3)$$

Entonces la tasa de crecimiento por unidad de área del granizo y de los cristales de hielos están dada por

$$TC = \frac{2F[\rho_v(T) - \rho_{si}(T)]}{R \ln(2h/R)} \quad (A.4)$$

$$TC_X = \frac{2F[\rho_v(T) - \rho_{si}(T)]}{\pi r} \quad (A.5)$$

Además, sabemos que

$$HR = \frac{\rho_v(T)}{\rho_{si}(T)} \times 100 \quad (A.6)$$

Entonces,

$$\rho_v(T) = \frac{HR}{100} \cdot \rho_{si}(T) \quad (A.7)$$

Luego, para el granizo, tenemos que

$$TC \propto \left(\frac{HR}{100} - 1 \right) \frac{\rho_{si}(T)}{R \ln \left(\frac{2h}{R} \right)} \quad (A.8)$$

donde se ha supuesto que la variación de F es despreciable frente a la variación de $\rho_v(T) - \rho_{si}(T)$.

Para el caso de los cristales de hielo que crecen por deposición de vapor, se puede suponer que la temperatura de los cristales está dada por

$$T_X = T + \Delta T \quad (A.9)$$

Por lo tanto,

$$TC_X \propto \left[\frac{HR}{100} \cdot \rho_{si}(T) - \rho_{si}(T + \Delta T) \right] \frac{1}{\pi r} \quad (A.10)$$

Lo que deseamos es encontrar alguna relación entre la humedad relativa y la temperatura de inversión del signo de la carga transferida al granizo. De acuerdo con la hipótesis de Baker [14], la responsable de dicha inversión es la tasa de crecimiento relativa entre ambas partículas. Partamos entonces de que ambas tasas son iguales y hagamos un poco de álgebra,

$$TC_X = TC \quad (A.11)$$

$$\left(\frac{HR}{100} - 1 \right) \frac{\rho_{si}(T)}{R \ln\left(\frac{2h}{R}\right)} = \left[\frac{HR}{100} \cdot \rho_{si}(T) - \rho_{si}(T + \Delta T) \right] \frac{1}{\pi r} \quad (A.12)$$

$$\left[\left(\frac{HR}{100} - 1 \right) \frac{\pi r}{R \ln\left(\frac{2h}{R}\right)} - \frac{HR}{100} \right] \cdot \rho_{si}(T) = -\rho_{si}(T + \Delta T) \quad (A.13)$$

$$\left[\frac{HR}{100} \left(1 - \frac{\pi r}{R \ln\left(\frac{2h}{R}\right)} \right) + \frac{\pi r}{R \ln\left(\frac{2h}{R}\right)} \right] \cdot \rho_{si}(T) = \rho_{si}(T + \Delta T) \quad (A.14)$$

Dado que $R \ln\left(\frac{2h}{R}\right) \gg \pi r$, $\frac{\pi r}{R \ln\left(\frac{2h}{R}\right)} \ll 1$ y $HR \sim 100$. Por lo tanto, la expresión dentro del corchete de la última ecuación puede ser aproximada por HR y de allí se desprende que el valor de la humedad relativa de inversión, HR_i viene dada por

$$HR_i = \frac{\rho_{si}(T + \Delta T)}{\rho_{si}(T)} \times 100 \quad (A.15)$$

Se puede ver que esta última ecuación indica el valor de la humedad relativa de inversión entre la región donde los cristales de hielo crecen por deposición de vapor y la región de sublimación lo cual implica que, dado que la tasa de crecimiento del granizo es muy pequeña (debido a su tamaño), las regiones de cargado positivo y negativo del granizo coinciden con las regiones de sublimación y crecimiento por deposición de los cristales de hielo, respectivamente.

BIBLIOGRAFÍA

- 1] J. IRIBARNE y H. CHO, Atmospheric Physics, D. Reidel Publishing Company, 1980.
- 2] E. WILLIAMS, «Comment on "thunderstorm electrification laboratory experiments and charging mechanisms" by C.P.R. Saunders,» J. Geophys. Res, vol. 100, pp. 1503–1505, 1995a.
- 3] G. SIMPSON y F. SCRASE, «The distribution of electricity in thunderclouds,» Proc. R. Soc., vol. 161, pp. 309–352, 1937.
- 4] L. REYNOLDS, M. BROOK y M. GOURLEY, «Thunderstorm charge separation,» J. Meteorol., vol. 14, pp. 426–436, 1957.
- 5] T. TAKAHASHI, «Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms,» J. Atmos. Sci., vol. 35, p. 1536–1548, 1978.
- 6] E. JAYARATNE, C. SAUNDERS y J. HALLET, «Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions,» Q.J.R. Meteorol. Soc., vol. 109, pp. 609–630, 1983.
- 7] E. JAYARATNE y C. SAUNDERS, «Thunderstorm electrification: the effect of cloud droplets,» Journal of Geophysical Research: Atmospheres , vol. 90, p. 13063–13066, 1985.
- 8] W. KEITH y C. SAUNDERS, «Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions,» Atmos. Res., vol. 25, p. 445–464, 1990.
- 9] C. SAUNDERS, W. KEITH y R. MITZEVA, «The effect of liquid water on thunderstorm charging,» J. Geophys. Res., vol. 96, pp. 11007–11017, 1991.
- 10] R. BÜRGESESSER, R. PEREYRA y E. AVILA, «Charge separation in updraft of convective

- regions of thunderstorms,» *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, 2006.
- 11] E. AVILA, R. LIGHEZZOLO, N. CASTELLANO, R. PEREYRA y R. BÜRGESESSER, «Laboratory measurements of charge separation in low liquid water content conditions and low impact velocity,» *J.Geophys.Res.Atmos.*, vol. 118, 2013.
 - 12] J. DASH, «Surface Melting,» *Contemporary Physics*, vol. 30, pp. 89-100, 1989.
 - 13] N. H. FLETCHER, «Surface structure of water and ice II: a revised model,» *Philosophical Magazine*, vol. 18, pp. 1287-1300, 1968.
 - 14] B. BAKER, M. BAKER, E. JAYARATNE, J. LATHAM y C. SAUNDERS, «The influence of diffusional growth rate on the charge transfer accompanying rebounding collisions between ice crystals and hailstones,» *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 113, pp. 1193-1215, 1987.
 - 15] J. DASH, J. MASON y J. WETTLAUFER, «Theory of charge and mass transfer in ice-ice collisions,» *J. Geophys. Res.*, vol. 106, pp. 20395-20402, 2001.
 - 16] R. PEREYRA, «Estudios de laboratorio de cargado eléctrico de granizos por interacciones con cristales de hielo,» Tesis Doctoral, FaMAF-UNC, 2002.
 - 17] T. GARRET, «Observational quantification of the optical properties of cirrus cloud, in: *Light Scattering Reviews 3*,» Springer, pp. 3-26, 2008.
 - 18] A. BARAN, «From the single-scattering properties of ice crystals to climate prediction: A way forward,» *Atmos. Res.*, vol. 112, pp. 45-69, 2012.
 - 19] A. KOROLEV, G. ISAAC y J. HALLETT, «Ice particle habits in stratiform clouds,» *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 126, pp. 2873-2902, 2000.
 - 20] M. BAILEY y J. HALLETT, «A Comprehensive Habit Diagram for Atmospheric Ice Crystals. Confirmation from the Laboratory, AIRS II, and Other Field Studies,» *Journal of the atmospheric science*, pp. 2888-2899, 2008.

- 21] C. SAUNDERS y S. PECK, «Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions,» J. Geophys. Res., vol. 103, p. 13949–13956, 1998.
- 22] KLETT y PRUPPACHER, Microphysics of Cloud and Precipitation, Londres: Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic Publishers, 2000.