



Universidad de Valladolid

FACULTAD DE CIENCIAS

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

ATMÓSFERA Y ELECTRICIDAD

Autora: Itziar Campo Juarros
Tutores: Abel Calle Montes y José María Muñoz Muñoz
Año 2025

A mis padres, por creer en mí incluso cuando yo dudaba.

Índice

1. Microfísica de las nubes	5
1.1. Formación de núcleos a partir de la condensación de vapor de agua	5
1.1.1. Base teórica	5
1.1.2. Núcleos de condensación atmosféricos	8
1.2. Microestructura de nubes cálidas	8
1.3. Crecimiento de gotitas nubosas en nubes cálidas.	10
1.3.1. Crecimiento por condensación	10
1.3.2. Crecimiento por recolección	11
1.3.3. Modelo estocástico de recolección	13
1.4. Microfísica en nubes frías.	14
1.4.1. Núcleos de hielo	14
1.4.2. Crecimiento de las partículas de hielo en las nubes	16
1.4.3. Formación de precipitación en nubes frías.	18
2. Tormentas eléctricas, rayos y relámpagos	19
2.1. Estructura y formación de las tormentas eléctricas	19
2.2. Mecanismos de electrificación de las nubes	19
2.2.1. Procesos de carga por precipitación	20
2.2.2. Procesos de carga por convección	22
2.3. Formación de rayos	22
3. Circuito eléctrico global y campo eléctrico en condiciones de buen tiempo	24
3.1. La curva de Carnegie	24
3.2. El circuito eléctrico global de corriente continua	26
3.3. Resonancias de Schumann	28
3.4. Relación entre los circuitos DC y AC	28
4. Rayos volcánicos	30
4.1. Fractoelectrificación y triboelectrificación	32
4.2. Efecto del agua en las tormentas volcánicas	33
4.3. Otras posibles causas de electrificación	33
5. Mediciones desde la superficie terrestre	34
5.1. Detección de rayos	34
5.1.1. Técnicas de detección por dirección del campo magnético	34
5.1.2. Técnicas de detección por tiempo de llegada	35
5.2. Medición del campo eléctrico atmosférico	35
5.2.1. Electrómetros	35
5.2.2. Molino de campo eléctrico	36
6. Mediciones desde el espacio: satélite GOES-R GLM	37
6.1. Satélite GOES-R	37
6.2. Historia de la detección espacial de rayos y beneficios del GLM	38
6.3. La detección del GLM	39
6.3.1. Productos derivados del GLM	40

Índice de figuras

1.	Variación de la energía del sistema en función del radio. De [33]	6
2.	Curva de Köhler, de [13]	7
3.	Histograma de la concentración de gotas y la distribución de tamaños para nubes marinas y continentales. Adaptado de [33]	9
4.	A la izquierda, representación de las trayectorias de dos gotas que caen a través de una nube. Adaptado de [33]. A la derecha, eficiencia de colisión en función del radio de la gotita r_2 , para distintos valores del radio de la gota colectora r_1 . Adaptado de [33].	12
5.	Eficiencia de coalescencia en función de la relación entre los radios r_1 y r_2 . Adaptado de [33].	12
6.	Representación gráfica del modelo estocástico de recolección. Adaptado de [33].	14
7.	Mediana de la temperatura para que ocurra la congelación de una gota en función de su diámetro. Adaptado de [33]	15
8.	Distribución de carga en las nubes de tormenta. Adaptada de [11].	20
9.	Etapas de formación en los rayos. Adaptado de [22]	23
10.	Curva de Carnegie. Valores medios anuales (puntos) del gradiente de potencial horario recalculados a partir de los 82 días no perturbados seleccionados del crucero VII. La línea blanca continua representa el ajuste original basado en los coeficientes armónicos de la Institución Carnegie mientras que la línea discontinua corresponde a un ajuste moderno obtenido mediante un análisis armónico de los datos horarios recalculados. El sombreado indica el rango de 1.96 errores estándar sobre la media, lo que corresponde a un intervalo de confianza del 95 % para la media. Adaptado de [7].	26
11.	Circuito eléctrico atmosférico terrestre. Adaptado de [33].	27
12.	Tormenta volcánica	30
13.	a) Histograma de erupciones volcánicas no acompañadas de tormenta en función del VEI. Adaptado de [18]. b) Histograma de erupciones volcánicas acompañadas de tormenta en función del VEI. Adaptado de [18].	31
14.	a) Histograma de erupciones volcánicas no acompañadas de tormenta en función de la altura de la columna de ceniza. Adaptado de [18]. b) Histograma de erupciones volcánicas acompañadas de tormenta normalizada entre el número total de erupciones en función de la altura de la columna de ceniza. Adaptado de [18].	31
15.	Representación de los diferentes mecanismos de electrificación en un volcán. Adaptado de [3].	33
16.	Representación del fundamento teórico de la antena de cuadro. Adaptado de [30].	34
17.	Figura esquemática de un molino de obturador rotatorio. Adaptado de [5]	36
18.	Imagen del satélite GOES-R y sus componentes. Adaptado de [11]	38
19.	A la izquierda, representación de un grupo, correspondiente a la primera descarga. Adaptado de [11]. En la derecha, representación de un grupo, correspondiente a la segunda descarga. Adaptado de [11].	40
20.	A la izquierda, representación de un destello. Adaptado de [11]. A la derecha, un destello, formado por dos grupos. Adaptado de [11].	40
21.	Imágenes de los productos FED, densidad de eventos y del parámetro AFA medido con el GLM. De [25].	42
22.	Imágenes del parámetro AGA y el producto TOE del GLM. De [25].	43

Introducción

La electricidad atmosférica es un fenómeno natural que ha capturado la atención humana durante siglos debido a su poder y misterio. A lo largo del tiempo, hemos aprendido a identificar sus diversas manifestaciones, como los rayos y los relámpagos, que no solo son impresionantes a nivel visual, sino que también tienen un impacto considerable en nuestra vida cotidiana. Este trabajo tiene como objetivo proporcionar una visión integral sobre la electricidad atmosférica, explorando desde su origen en la microfísica de las nubes hasta sus efectos globales en el clima y el medio ambiente.

La historia de la electricidad atmosférica siempre ha estado ligada a misterios e interpretaciones mitológicas. En tiempos antiguos, los relámpagos y truenos eran considerados manifestaciones divinas. En la mitología griega, Zeus era el dios del rayo, mientras que en la cultura romana Júpiter desempeñaba un papel similar. En China, Lei-Tsu y otros dioses controlaban los fenómenos relacionados con el relámpago. No fue sino hasta la Grecia clásica que se comenzó a cuestionar esta visión mitológica, con Aristófanes proponiendo que el trueno se debía a un choque de nubes, y Aristóteles desarrollando una teoría basada en exhalaciones húmedas y secas.

Durante la Edad Media, bajo la influencia de la Iglesia, se atribuía el rayo a un castigo divino, asociado con la voluntad de Dios; donde se creía que los pecadores eran más susceptibles a ser alcanzados por los rayos, y el pueblo recurría a los santos para protegerse.

La electricidad atmosférica como ciencia nació en 1752, a partir de dos descubrimientos fundamentales: la relación entre los fenómenos eléctricos de las tormentas y la electricidad generada en laboratorio, demostrada por el experimento de Dalibard inspirado en Benjamin Franklin, y el hallazgo de la presencia de electricidad en el aire despejado, realizado por Louis Guillaume Lemonnier.

A día de hoy, la comprensión de la electrificación de las nubes y fenómenos como los rayos globulares sigue siendo un desafío aún por resolver. Aun que la estructura de las nubes de tormenta sea conocida, los mecanismos exactos detrás de la generación de carga siguen siendo el centro de muchas investigaciones.

Debido a esto, este trabajo tiene como objetivo profundizar en el estudio de diversos aspectos relacionados con la electricidad atmosférica, comenzando por la microfísica de las nubes, que explica el origen de la precipitación en las nubes y la posterior generación de carga, siguiendo con el análisis las tormentas eléctricas y los rayos, centrándose en su formación y los mecanismos que los producen, y, terminando con el circuito eléctrico global, que conecta estos fenómenos con los procesos dinámicos de la Tierra.

Un papel muy importante en el actual desarrollo de esta disciplina es el que juegan los diferentes mecanismos de medición de las magnitudes y fenómenos relacionados con la electricidad en la atmósfera. Existen sistemas de medición tanto sobre la superficie de la Tierra como desde la órbita terrestre, siendo estos últimos los protagonistas de una interesante línea de investigación actualmente.

El conocimiento de la electricidad atmosférica no solo es relevante para los meteorólogos y científicos, sino que también tiene implicaciones prácticas para la protección de infraestructuras, la previsión de desastres naturales y la comprensión de los efectos del cambio climático. A través de este trabajo, se busca no solo ofrecer una explicación técnica de los fenómenos, sino también resaltar la importancia de la investigación continua para mitigar sus posibles riesgos y aprovechar los avances tecnológicos en el estudio de la atmósfera.

1. Microfísica de las nubes

Las nubes son formaciones visibles en la atmósfera compuestas por diminutas gotitas de agua líquida o pequeños cristales de hielo suspendidos en el aire. Su diversidad en formas, tamaños y colores no solo embellece el cielo, sino que también revela información crucial sobre el estado y la evolución de la atmósfera. El ser humano ha observado las nubes para predecir cambios en el clima, y hoy en día su estudio es esencial para comprender los procesos meteorológicos y climáticos (véase [6]).

La formación de las nubes es el resultado de un proceso complejo que involucra la evaporación del agua desde océanos, ríos, lagos y la transpiración de plantas, lo que introduce vapor de agua en la atmósfera. A medida que el aire húmedo asciende, se expande y enfría debido a la disminución de la presión atmosférica. Este enfriamiento provoca la condensación del vapor de agua sobre diminutas partículas suspendidas en el aire, conocidas como núcleos de condensación, que pueden ser polvo, sal marina, cenizas volcánicas o contaminantes industriales. Sin estos núcleos, el vapor de agua no podría transformarse en gotas y, por ende, no se formarían nubes.

A pesar de contener grandes cantidades de agua, las nubes no caen inmediatamente como precipitación debido a que las gotitas que las componen son extremadamente pequeñas, con radios que varían entre 0.01 y 0.05mm (véase [33]). Estas gotitas son tan ligeras que permanecen suspendidas por las corrientes de aire ascendentes dentro de la nube. Solo cuando estas gotitas crecen lo suficiente mediante procesos como la condensación y coalescencia, que se explicarán a continuación, alcanzan un tamaño que les permite vencer la resistencia del aire y precipitarse en forma de lluvia, nieve o granizo.

El papel de las nubes en el ciclo hidrológico es fundamental. Funcionan como un mecanismo de transporte del agua desde la superficie terrestre hacia la atmósfera y viceversa, influyendo en el balance energético de la Tierra. Además, regulan la temperatura global al reflejar la radiación solar y al atrapar el calor emitido desde la superficie terrestre.

Comprender la microestructura y los procesos físicos que ocurren dentro de las nubes es esencial para explicar la formación de gotas de precipitación. Esto incluye el estudio de la formación de núcleos de condensación, el crecimiento de gotitas en nubes cálidas y los procesos microfísicos en nubes frías. Este capítulo se enfoca en analizar estos mecanismos, fundamentales para entender la generación de precipitaciones y su impacto en el clima global. Las afirmaciones e informaciones contempladas en este capítulo han sido obtenidas en su mayoría de [33], al considerarse esta una gran referencia a la hora de tratar el tema que nos concierne. También se ha utilizado como apoyo [24].

1.1. Formación de núcleos a partir de la condensación de vapor de agua

Las nubes se forman cuando el aire se sobesatura con respecto al agua en estado líquido. Si la presión del vapor de agua presente en el aire es e , el porcentaje de sobesaturación del aire con respecto del agua líquida viene dado por

$$\left(\frac{e}{e_s} - 1 \right) \cdot 100 \quad (1)$$

donde e_s es la presión de saturación de vapor del agua en estado líquido sobre una superficie plana a la temperatura del aire.

La sobesaturación en la atmósfera comúnmente ocurre cuando se produce el ascenso de una masa de aire, lo que resulta en la expansión de tal masa de aire y en su enfriamiento adiabático. Bajo estas condiciones el vapor de agua se condensa sobre las partículas existentes en el aire y se forman nubes de gotitas de agua o partículas de hielo. A pesar de ser la recién mencionada la causa más común, también existen otros fenómenos que llevan a la sobesaturación, como puede ser el aporte de vapor de agua y enfriamiento isobárico, causante de la niebla.

1.1.1. Base teórica

Comenzaremos el estudio considerando el caso ideal e hipotético en el que el aire esta completamente libre de cualquier partícula distinta de las moléculas de agua. En este caso entonces, se supondrá que las gotitas que conforman la nube se forman sin interacción con ninguna otra partícula, a causa de la condensación provocada por la sobesaturación del aire. Este proceso se conoce como *nucleación homogénea*. El estudio de este caso se centra en calcular las probabilidades y las condiciones bajo las que se producen colisiones entre las moléculas de agua, capaces de formar gotitas embrionicas lo suficientemente grandes.

Para nuestro estudio, tomemos una gotita embrionica esférica de radio R , formada a partir de la condensación del vapor de agua presente en la atmósfera, a presión y temperatura constantes. La variación neta de energía del sistema debida a la formación de esta gota vendrá dada por la siguiente ecuación (véase [33]):

$$\Delta E = 4\pi R^2 \sigma - \frac{4}{3}\pi R^3 n k T \ln \frac{e}{e_s}, \quad (2)$$

donde σ es el trabajo necesario para crear una unidad de area de interfaz entre líquido y vapor.

Consideremos dos casos distintos:

- Condiciones de subsaturación; es decir, $e < e_s$.
- Condiciones de sobresaturación; es decir, $e > e_s$.

Podemos representar esta dependencia de la variación de energía, ΔE , con respecto al radio de la gotita R , para ambos casos:

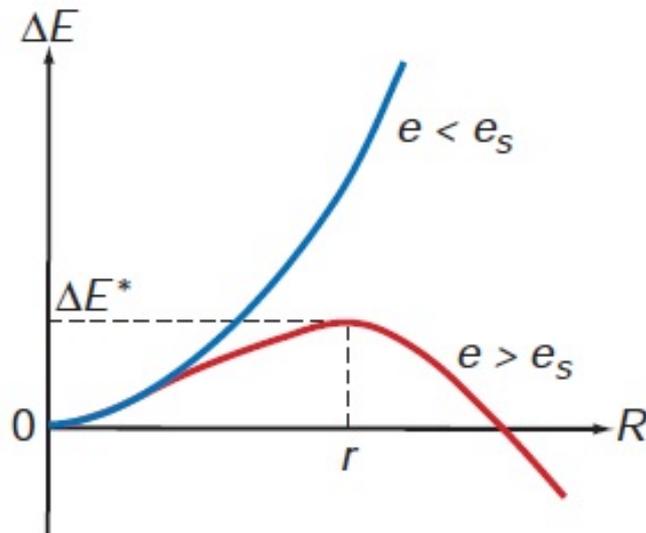


Figura 1: Variación de la energía del sistema en función del radio. De [33]

Comencemos comentando lo que ocurre para el primero de los casos donde $e < e_s$. Puede observarse que entonces, $\Delta E > 0$ y crece cuando lo hace R , lo que implica que las condiciones de subsaturación no favorecen a la formación de gotitas. A pesar de esto, y debido a las colisiones aleatorias que pueden darse entre las moléculas de agua, existe una formación continua de gotas embrionicas de tamaño muy pequeño que se evaporan y no llegan a crecer.

Para el caso en el que $e > e_s$, puede apreciarse como ΔE crece con R , hasta alcanzar un máximo y después comienza a decrecer a medida que R sigue creciendo. Este máximo se alcanza para un valor $R = r$. Bajo estas condiciones de sobresaturación, las gotitas cuyo radio es $R < r$ se evaporarán. Por otro lado, las continuas colisiones que ocurren entre gotitas pueden provocar que estas alcancen un radio $r > R$ y continúen creciendo de forma espontánea por condensación.

Para $R = r$, una gotita puede crecer o menguar por evaporación de forma infinitesimal sin que se aprecien cambios en ΔE . A partir de la expresión básica del incremento de energía, puede deducirse la expresión de r para la cual se alcanza el máximo en ΔE :

$$r = \frac{2\sigma}{nkT \ln \frac{e}{e_s}} \quad (3)$$

conocida como *ecuación de Kelvin* (véase [33]). De esta forma, esta expresión puede ser utilizada también para conocer la presión de vapor de saturación e para una gotita de un radio determinado r y demuestra

la dependencia entre ambas magnitudes.

Todo lo mencionado anteriormente se restringe al estudio teórico en el que las gotitas pueden formarse únicamente considerando moléculas de vapor de agua presentes en el aire. Sin embargo, la sobresaturación que se da en las nubes reales raramente excede valores iguales a un pequeño porcentaje. Esto hace que incluso las gotitas de tamaños relativamente grandes formadas gracias a las colisiones entre las moléculas de agua, no alcancen el tamaño del radio crítico necesario para que la nucleación homogénea ocurra. En la atmósfera terrestre, las partículas de agua requieren de aerosoles atmosféricos para la formación de nubes, en un proceso que se denomina como *nucleación heterogénea*.

Muchas de las partículas presentes en el aire se disuelven cuando el vapor de agua se condensa sobre ellas, formando así una gotita de disolución. La presión de vapor de saturación de las gotitas de disolución, e' , es considerablemente menor que la de las gotitas de agua pura para un mismo tamaño del radio. La razón de reducción de esta presión de saturación viene dada por la *ley de Raoult*:

$$\frac{e'}{e} = f \quad (4)$$

con f la fracción molar de agua pura de la disolución. A partir de esta expresión, realizando ciertos cálculos (véase [33]), puede obtenerse una ecuación que permite determinar la presión de vapor de saturación e' para una gotita en disolución de radio r .

$$\frac{e'}{e_s} = \left[\exp\left(\frac{2\sigma'}{n'kTr}\right) \right] \left[1 + \frac{imM_w}{M_s\left(\frac{4}{3}\pi^3\rho' - m\right)} \right]^{-1} \quad (5)$$

donde m es la masa (en kg) de un material disuelto de masa molecular M_s , i es el número de iones en los que se disocia ese material en el agua, ρ' es la densidad del material y M_w es la masa molecular del agua.

Se puede representar la variación de la sobresaturación y de la humedad relativa de una gotita de disolución en función del radio para así obtener la llamada *curva de Köhler*.

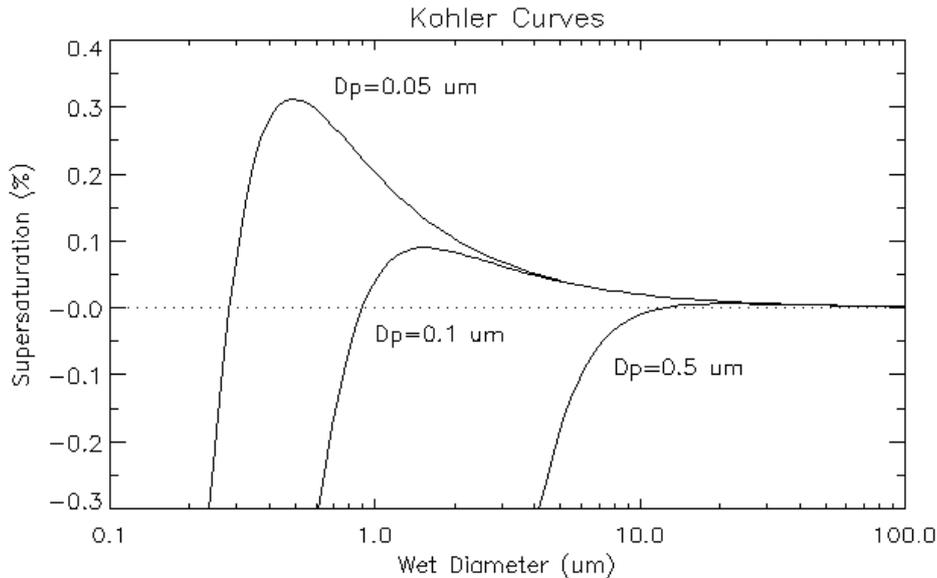


Figura 2: Curva de Köhler, de [13]

La curva de Köhler (véase [13]) muestra la sobresaturación a la que la gota de nube está en equilibrio con el medio ambiente en un rango de diámetros de gota. La forma exacta de la curva depende de la cantidad y composición de los solutos presentes en la atmósfera. La figura anterior muestra tres curvas de Köhler de cloruro de sodio.

Se define el diámetro húmedo de una gota como el diámetro de una partícula higroscópica después de haber absorbido agua de la atmósfera bajo condiciones de humedad relativa y el diámetro seco D_p como el diámetro de la partícula o soluto antes de absorber el agua. Considere (para las gotas que contienen soluto con un diámetro igual a 0.05 micrómetros) un punto en el gráfico donde el diámetro húmedo es 0.1 micrómetros y la sobresaturación es 0.35 %. Dado que la humedad relativa está por encima del 100 %, la gota crecerá hasta que esté en equilibrio termodinámico. A medida que la gota crece, nunca encuentra el equilibrio y, por tanto, crece sin límites. Sin embargo, si la sobresaturación es solo del 0,3 %, la gota solo crecerá hasta aproximadamente 0,5 micrómetros. La sobresaturación a la que la gota crecerá sin límite se denomina sobresaturación crítica. El diámetro en el que la curva alcanza su punto máximo se denomina diámetro crítico.

1.1.2. Núcleos de condensación atmosféricos

Existen partículas de aerosol presentes en la atmósfera que actúan como centro sobre los que el vapor de agua se condensa para formar gotitas que se activan y, posteriormente, crecen por condensación para formar gotas de nube cuyos valores de sobresaturación son similares a los que se alcanzan en las nubes ($\sim 0,1 - 1 \%$) (véase [33]).

A este tipo de partículas se les denominan *núcleos de condensación atmosféricos* o CCN (de sus siglas en inglés, *cloud condensation nuclei*).

Cuanto mayor sea la solubilidad de la partícula, mayor será la sobresaturación que se ha de tener para que una partícula actúe como un CCN. Por ejemplo, una partícula completamente insoluble en agua con una sobresaturación del 1 % únicamente actuará como CCN si su radio mide al menos $0,1 \mu\text{m}$; y en el caso de una partícula soluble, y en las mismas condiciones para la sobresaturación necesitará un tamaño del radio de $0,01 \mu\text{m}$ (véase [33]). La mayoría de los CCN consisten en una mezcla de componentes solubles e insolubles.

La composición de los CCN puede variar de unas zonas de la atmósfera a otras. En lugares próximos a zonas marinas, suelen estar principalmente formados por pequeñas partículas de sal suspendidas en el aire, las cuales son altamente higroscópicas. Sin embargo, mediciones experimentales han demostrado que cerca de la superficie de la Tierra, las masas de aire continentales contienen mayores concentraciones de CCN que las masas de aire marinas. Algunas partículas presentes en el suelo pueden actuar como CCN, pero la mayoría de CCN que existen en la atmósfera parecen tener su origen en las partículas que se liberan cuando se quema materia vegetal. Esto parece indicar que los incendios forestales, las erupciones volcánicas o la quema de combustibles fósiles en zonas industriales son una importante fuente de CCNs. Esta última causa está relacionada con la aparición de densas nieblas en entornos altamente contaminados.

Un claro ejemplo de esto último es la gran niebla que sufrió la ciudad de Londres en diciembre del año 1952 (véase [14]). Como se ha comentado durante todo este apartado, la existencia de aerosoles higroscópicos facilita que se produzcan nubes y nieblas por condensación. A su vez, la niebla hace que el aire se mantenga de forma estanca e imposibilita su dispersión. El descenso de las temperaturas en diciembre de 1952 hizo que aumentara considerablemente el consumo de carbón, en una ya muy contaminada ciudad de Londres. Como consecuencia aumentó la concentración de partículas contaminantes en la atmósfera. Todo esto, sumado a que en ese momento Londres se sumía en un fenómeno llamado inversión térmica que no permite ascender al aire, hizo que la densa niebla se prolongara por 5 días, matando alrededor de 4000 personas. Todo este suceso provocó que el Gobierno Británico tomara medidas acerca de la contaminación atmosférica.

1.2. Microestructura de nubes cálidas

Se denominan nubes cálidas o nubes sin congelación aquellas nubes cuyas cimas no alcanzan temperaturas inferiores a los 0°C . Es lógico entonces deducir que esta clase de nubes contienen únicamente gotitas de agua líquida. Para el estudio de las características de estas por tanto los parámetros de interés son los siguientes:

- El contenido de agua líquida de la nube, LWC (de sus siglas en inglés, *liquid water content*). Su unidad habitual es el gramo por metro cúbico, (gm^{-3}).

- La concentración de gotitas existente en la nube. Esta se mide en número de gotas por centímetro cúbico.
- El espectro del tamaño de las gotas.

Es fácil darse cuenta de la relación existente entre estos tres parámetros; es decir, estos no son independientes entre ellos, por lo que con conocer únicamente dos de ellos basta para caracterizar una nube de tipo cálido.

En principio, la forma más directa de determinar la microestructura de una de estas nubes es recoger las gotitas en un determinado volumen y después contarlas y medirlas. Actualmente existen métodos automáticos para llevar a cabo estas mediciones; como por ejemplo medir la distribución angular de la luz dispersada por cada gota presente en la nube.

También puede medirse el LWC utilizando distintas técnicas. Se ha comprobado experimentalmente que las regiones con mayor LWC se corresponden con aquellas en las que las corrientes de aire ascendentes son más fuertes; corrientes que son las que participan en la formación de nubes. El LWC crece con la altura desde la base de la nube, alcanza un máximo en algún punto de la mitad superior de la nube y después decrece hasta la cima de esta.

Los CCN también tienen un importante efecto sobre la concentración y la distribución del tamaño de las gotitas. Para estudiar estos efectos se muestran a continuación histogramas que representan la concentración de gotitas y a la distribución de tamaños de las gotas tanto para cúmulus en masas de aire continentales y oceánicas.

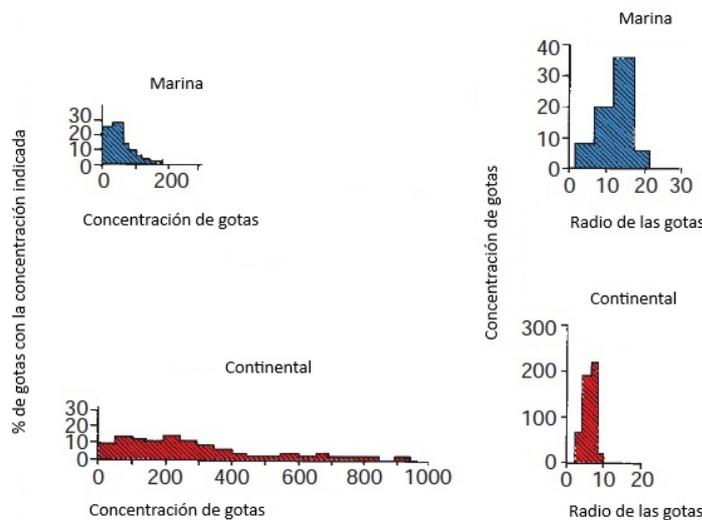


Figura 3: Histograma de la concentración de gotas y la distribución de tamaños para nubes marinas y continentales. Adaptado de [33]

La primera diferencia entre los tipos de nubes oceánicas y continentales puede verse reflejada en la concentración de gotitas medida para cada caso. De los dos histogramas de la izquierda podemos concluir como la mayor parte de las nubes oceánicas presenta una concentración inferior a 100cm^{-3} , ninguna de ellas excediendo los 200cm^{-3} . Por otro lado, para el caso de las continentales se puede observar cómo existen nubes que incluso llegarían a superar los 900cm^{-3} , aun que la gran mayoría de ellas tomaría valores de unas pocas centenas por centímetro cúbico.

Dado que las mediciones apuntan a que el LWC es similar para ambos tipos de cúmulus, las discrepancias mencionadas entre los valores para la concentración de gotas se deben a la diferencia existente en la distribución del tamaño de las gotas. Los histogramas de la derecha muestran los valores obtenidos para este parámetro, resultando el tamaño medio de las gotas en las nubes continentales más pequeño que

la media de las oceánicas. El tamaño en general más pequeño de las gotas en las nubes continentales hace que estas tengan bordes más pronunciados y mejor definidos, ya que las gotas extremadamente pequeñas se evaporan con facilidad en un ambiente subsaturado.

Todo este análisis lleva a la conclusión de que la presencia más abundante en las masas continentales de partículas que actúan como CCN, como ya se venía mencionando en el apartado anterior, hace que la concentración de gotitas de agua, potenciales a convertirse en precipitaciones, sea superior.

1.3. Crecimiento de gotitas nubosas en nubes cálidas.

Una vez se han estudiado en la sección anterior los parámetros que caracterizan la microestructura de una nube cálida, se procede a estudiar los mecanismos que hacen que las gotitas crezcan en estas nubes hasta alcanzar tamaños suficientemente grandes como para resultar en precipitaciones. En las nubes cálidas existen dos mecanismos capaces de hacer crecer gotitas de agua:

- Condensación en un ambiente sobresaturado.
- Choques con distintas gotas y posterior coalescencia.

1.3.1. Crecimiento por condensación

Ya se vio en la discusión de la gráfica (2) que si la sobresaturación es suficiente como para activar el crecimiento de una gotita, ésta alcanzará el pico de la curva de Köhler y continuará creciendo. Veamos cuál es el ritmo de crecimiento por condensación que experimentan las gotitas nubosas.

Consideremos que tenemos una gotita aislada, cuyo radio es r en un instante de tiempo t , bajo condiciones de sobresaturación. Suponiendo que se tienen condiciones estacionarias y que el sistema se encuentra en equilibrio, la tasa de crecimiento de la masa M de la gotita en el tiempo t será igual al flujo de agua a través de una superficie esférica de radio x y centrada en la gotita. Definamos entonces el *coeficiente de difusión* D de vapor de agua en el aire como la tasa de masa de vapor de agua que atraviesa una unidad de área en la presencia de una unidad de gradiente de la densidad del vapor. Tras ciertos cálculos y manipulaciones algebraicas (véase [33]) se obtiene la siguiente ecuación que mide la tasa de crecimiento de la masa de una gotita:

$$\frac{dM}{dt} = 4\pi r D [\rho_v(\infty) - \rho_v(r)] \quad (6)$$

donde ρ_v es la densidad del vapor de agua.

Si se tiene en cuenta que $M = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_l$ esto se puede expresar en términos de la tasa de crecimiento del radio de la siguiente manera:

$$\frac{dr}{dt} = \frac{1}{r} \frac{D\rho_v(\infty)}{\rho_l e(\infty)} [e(\infty) - e(r)] \quad (7)$$

donde $\rho_v(\infty)$ es la densidad del vapor de agua a una gran distancia de la gotita considerada, ρ_l es la densidad del agua líquida, $e(\infty)$ es la presión de vapor de agua en el ambiente, y $e(r)$ es la presión de vapor de agua en el entorno de la gotita. Estrictamente hablando, $e(r)$ debería sustituirse por la expresión de e' dada por la ecuación 5. Sin embargo, como puede verse en la figura (2), para las gotitas de radio mayor a $1 \mu m$ los efectos de disolución son despreciables, por lo que la presión de vapor $e(r)$ es aproximadamente igual a la presión de vapor de saturación e_s a través de una superficie plana de agua pura y depende únicamente de la temperatura.

Definamos ahora la constante $G_l = \frac{D\rho_v(\infty)}{\rho_l}$. Se define también por otro lado la variable $S = \frac{e(\infty) - e(r)}{e(\infty)}$.

Dado que, como se ha comentado antes, $e(r) \simeq e_s$, puede aproximarse $S \simeq \frac{e(\infty) - e_s}{e_s}$ como una constante también. Entonces la ecuación anterior queda de forma simplificada como sigue:

$$r \frac{dr}{dt} = G_l S \quad (8)$$

De esta ecuación pueden sacarse varias conclusiones. Para valores constantes de G_l y S , el ritmo de crecimiento del radio de una gotita es inversamente proporcional a este. En consecuencia, para las gotitas que crecen mediante condensación inicialmente su radio aumenta muy rápidamente pero este ritmo decrecerá

notablemente con el tiempo.

Una vez vistas las ecuaciones y la parte más técnica y cuantitativa del proceso, intentemos explicar cómo es el proceso que ocurre en las nubes. Consideremos una nube en la que un gran número de gotitas crece en una masa de aire ascendente. A medida que la masa de aire asciende, ésta sufre una expansión, se enfría adiabáticamente y finalmente alcanza un estado de saturación con respecto al agua líquida. Si el ascenso de ésta continúa, se alcanzan sobresaturaciones que al principio crecen proporcionalmente con la velocidad de ascenso de la masa. A medida que esta sobresaturación va en aumento es cuando se activan los CCN. Esta sobresaturación seguirá en aumento hasta que el ritmo en el que se forma el vapor de agua en la nube y el ritmo al que se condensa este vapor sobre la superficie de las partículas que actúan como CCN lleguen a un equilibrio, que es cuando alcanzará su máximo. Es en este momento cuando se determina el valor de la concentración de gotitas presentes en la nube. Este valor será igual al número de CCN activos debido al máximo de sobresaturación alcanzado. Tras esto, las gotitas comenzarán a eliminar el vapor de agua a un ritmo que excederá el ritmo al que este vapor siga formándose gracias al enfriamiento adiabático que sufre la masa de aire, y por lo tanto, la sobresaturación comenzará a decaer. Debido a la bajada de la sobresaturación del ambiente, las gotas que no hayan llegado a activarse se evaporarán, mientras que las activas continuarán creciendo por condensación.

En virtud de la ecuación que se ha deducido anteriormente, el ritmo de crecimiento por condensación es inversamente proporcional al radio por lo que las gotitas más pequeñas crecerán más rápido que las grandes. Ésto resulta en una distribución uniforme del tamaño de las gotas en la nube.

Estas consideraciones casan bien con el desarrollo matemático expuesto, ya que las mediciones llevadas a cabo concuerdan con los cálculos teóricos. Sin embargo, para un tiempo de 5 minutos, una gota que crezca por este proceso sólo logrará alcanzar un radio de unos $10\mu m$, y si añadimos que la tasa de crecimiento decrece con el tiempo, se llega a que el proceso de condensación es demasiado lento como para producir precipitación por sí mismo en este tipo de nubes. Las gotas que crecen bajo este mecanismo únicamente nunca llegan a alcanzar el tamaño necesario para concluir en precipitaciones.

1.3.2. Crecimiento por recolección

Como ya se ha adelantado al final de la sección anterior, el proceso de condensación no es el causante de las precipitaciones en las nubes cálidas. Es por eso que debe de existir otro proceso responsable de esto: el crecimiento de recolección. Este, se divide en dos etapas, la recolección como tal y la posterior coalescencia.

Las gotas caen a través de la nube a una velocidad constante llamada *velocidad de caída terminal*. Esta velocidad aumenta con el radio de la gota, por lo que gotas más grandes tendrán velocidades mayores, y chocarán con gotas más pequeñas (y por lo tanto más lentas) a su paso por la nube.

Hagamos el estudio para el caso de una gota de radio r_1 que llamaremos gota colectora que en su descenso adelantará en a una gotita de radio $r_2 < r_1$. La gota colectora perseguirá la trayectoria de la gotita más pequeña pudiendo finalmente capturarla, o no. Esta captura dependerá de un parámetro d , denominado *sección eficaz de colisión*, representado gráficamente en la figura de la izquierda. d representa la distancia crítica entre los centros de las trayectorias de caída de ambas gotas, de tal forma que si el centro de una gotita de radio r_2 está a una distancia menor a d del centro de la gota colectora de radio r_1 , la primera chocará con la segunda. Sin embargo, si la distancia entre los centros es mayor que d , esto no ocurrirá.

Se define entonces la *eficiencia de colisión*, E , como la razón entre la sección eficaz de colisión, πd^2 , y la sección geométrica de colisión, $\pi(r_1 + r_2)^2$:

$$E = \frac{d^2}{(r_1 + r_2)^2} \quad (9)$$

Estudiemos mediante la siguiente gráfica los valores que puede tomar E en función de r_2 para distintos valores de r_1 :

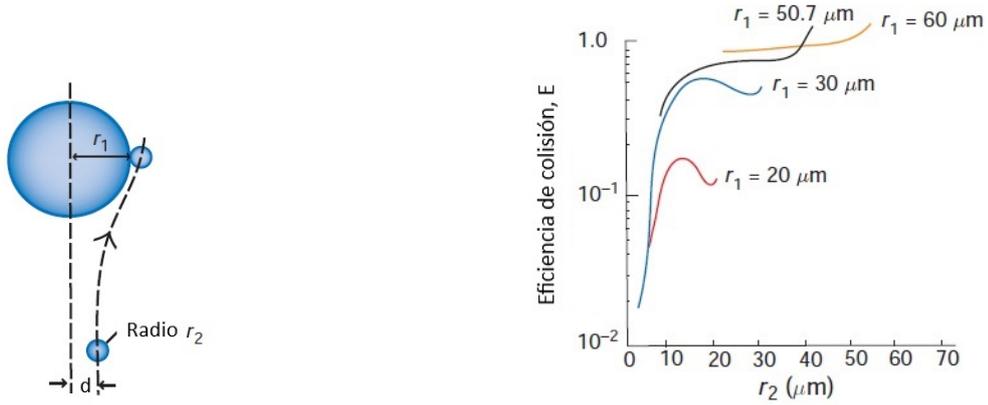


Figura 4: A la izquierda, representación de las trayectorias de dos gotas que caen a través de una nube. Adaptado de [33].
 A la derecha, eficiencia de colisión en función del radio de la gotita r_2 , para distintos valores del radio de la gota colectora r_1 . Adaptado de [33].

De aquí se obtienen varias conclusiones. Cuando el radio de la gota colectora es mucho mayor al de la gotita, esta última rodea el contorno de la gota colectora, siendo así la eficiencia de colisión muy baja. A medida que esta diferencia de radios se hace menor, la gotita tiende a seguir trayectorias más cercanas a la de la gota colectora, siendo así mayor la eficiencia de colisión. Sin embargo, cuando r_2/r_1 va creciendo desde 0.6 a 0.9, E decae notablemente, ya que la velocidad de caída de ambas es muy parecida. Y, por otro lado, cuando $r_2/r_1 \simeq 1$, E vuelve a crecer otra vez, ya que el tamaño similar de ambas gotas hace que la interacción entre ellas se vuelva bastante notable.

Una vez ocurre la colisión el siguiente paso es estudiar en qué casos se da la coalescencia entre ellas. Se conoce que las gotitas de agua pueden rebotar cuando chocan entre ellas debido al aire que queda atrapado entre las superficies de ambas, y esto hace que estas se deformen sin que realmente exista contacto entre ellas. En efecto, la gotita rebota en un cojín de aire; y si este cojín se desvanece antes de que el rebote ocurra, entonces ocurrirá la coalescencia.

De forma similar a lo que ocurre para el proceso de colisión, se define la *eficiencia de coalescencia* E' como la fracción de colisiones que concluyen en captura. Así, la *eficiencia de recolección* E_c se define como el producto de E y E' . Se muestran en la siguiente figura las medidas experimentales de E' .

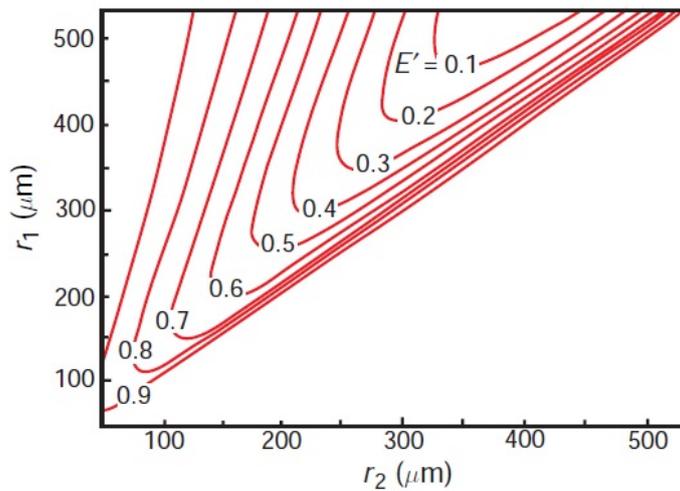


Figura 5: Eficiencia de coalescencia en función de la relación entre los radios r_1 y r_2 . Adaptado de [33].

Puede observarse como E' es alta cuando existe una gran diferencia de tamaños entre la gota colectora y la gotita. E' inicialmente decrece a medida que la diferencia de tamaños disminuye, y al alcanzar tamaños similares vuelve a crecer abruptamente. Esto puede explicarse notando que la coalescencia es un fenómeno cuya ocurrencia depende de la relación entre la energía de impacto y la energía de la superficie del agua. Esta relación es máxima para valores intermedios de r_2/r_1 y mínima para valores grandes y pequeños de r_2/r_1 . La presencia de un campo eléctrico también facilita la coalescencia.

Describamos a continuación lo que se conoce como *modelo continuo de recolección*, que asume que las gotas están uniformemente distribuidas por la nube y son recolectadas al mismo ritmo por las gotas colectoras. Para ello, tomemos una gota colectora de radio r_1 que cae a una velocidad terminal v_1 a través de una nube cuyas gotitas son todas de igual radio r_2 y cuya velocidad terminal es v_2 . Bajo estas hipótesis, la variación de la masa de la gota colectora en el tiempo debido a las colisiones que sufre con las gotitas vendrá dada por

$$\frac{dM}{dt} = \pi r_1^2 (v_1 - v_2) w_l E_c \quad (10)$$

donde w_l es el LWC de las gotitas de radio r_2 (véase [33]). Si expresamos esto en vez de en términos de la masa, en términos de r_1 obtenemos

$$\frac{dr_1}{dt} = \frac{(v_1 - v_2) w_l E_c}{4\rho_l} \quad (11)$$

donde ρ_l es la densidad del agua líquida.

Si $v_1 \gg v_2$ y $E' \simeq 1$, entonces la ecuación anterior queda

$$\frac{dr_1}{dt} = \frac{v_1 w_l E}{4\rho_l} \quad (12)$$

Dado que tanto v_1 como E crecen con r_1 , se deduce de la ecuación anterior que el proceso de crecimiento por recolección es un proceso en aceleración. Entonces, para gotitas de tamaño pequeño inicialmente el crecimiento por condensación domina, pero a partir de cierto radio, el crecimiento por recolección es más relevante.

1.3.3. Modelo estocástico de recolección

Siguiendo las ecuaciones que se han desarrollado en los apartados anteriores de este capítulo, asumiendo como válido el modelo continuo de recolección y suponiendo que se dan las condiciones idóneas, es decir, suponiendo que en una nube existen gotas suficientemente grandes como para actuar como gotas colectoras y que esta nube tiene un contenido de agua líquida óptimo, se concluye que las gotas de lluvia deberían formarse en aproximadamente una hora.

Se conoce por lo expuesto previamente que el crecimiento por condensación se ralentiza notablemente cuando una gota consigue crecer hasta los $10\mu\text{m}$ de radio y que además, este crecimiento por sí mismo en una nube homogénea hace que las gotas que crezcan alcancen tamaños similares. Ya se ha explicado cómo en los casos en los que el tamaño de dos gotas es parecido, la interacción entre estas es tan relevante que hace que la colisión sea mucho más improbable que en otras circunstancias. Esto hace que las hipótesis consideradas a la hora de desarrollar la teoría anterior sean algo inconsistentes con la realidad. Mediciones experimentales muestran la existencia de unas pocas gotas de tamaños mayores, cuyo radio supera los $20\mu\text{m}$ que actuarían como colectoras en las nubes cálidas. Sin embargo, existen varios mecanismos a los que deben su origen estas gotas:

- Núcleos de condensación gigantes.
- Los efectos de las turbulencias en la colisión y coalescencia de las gotas.
- Crecimiento por radiación térmica.
- Modelo estocástico de recolección.

Veamos este último con algo más de detalle. En el modelo continuo de recolección una gota colectora choca de forma continua y uniforme con gotas más pequeñas distribuidas de manera uniforme en el espacio. Esto significa, que bajo estas hipótesis, las gotas colectoras que tengan inicialmente un mismo tamaño en

una misma nube, crecerán al mismo ritmo al tiempo que van cayendo.

Por el contrario, el *modelo estocástico o estadístico de recolección* considera las colisiones como eventos individuales distribuidos de forma estadística en el espacio y en el tiempo.

Consideremos 100 gotas que inicialmente poseen el mismo tamaño. Si estas comienzan a descender a través de la nube, después de un intervalo de tiempo, varias de estas gotas, digamos 10, habrán chocado contra otras gotas de tamaño inferior, creciendo así en tamaño. En consecuencia, estas 10 gotas tendrán ahora una mayor probabilidad de volver a chocar con otras gotas. La segunda tanda de colisiones se encuentra estadísticamente distribuida de la misma manera que la primera, produciendo un aumento en el espectro de tamaños de las gotas. Puede verse en la siguiente figura un esquema de este ejemplo donde vemos como en la segunda tanda de colisiones, sólo una de las 10 gotas mayores ha colisionado, frente a 9 de las 90 pequeñas:

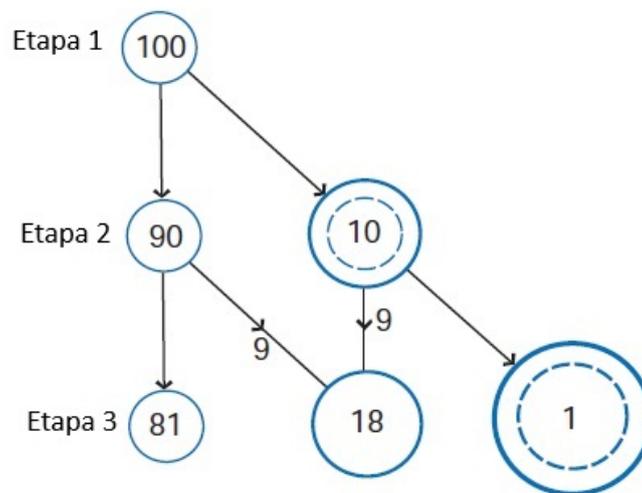


Figura 6: Representación gráfica del modelo estocástico de recolección. Adaptado de [33].

Vemos como este modelo permite obtener únicamente tras dos colisiones un espectro de tamaños mucho más amplio, desde la distribución uniforme de los mismos lograda tras el crecimiento por condensación, que explicaría las observaciones mencionadas en la introducción de este apartado. Este mecanismo muestra como una pequeña fracción de gotas puede crecer mucho más rápido que la media si se consideran las colisiones como eventos distribuidos de forma estadística.

1.4. Microfísica en nubes frías.

Ya se han estudiado los procesos que llevan a una partícula de agua convertirse en una gota de precipitación para el caso de las nubes de tipo cálido. Para las nubes de tipo frío, el proceso es análogo, sólo que en este caso también pueden formarse partículas de hielo.

Se denomina *nube de tipo frío o nube fría* a aquellas nubes cuya temperatura desciende de los 0°C. A pesar de alcanzarse esta temperatura, pueden existir gotas de agua líquida en este tipo de nubes, en cuyo caso se les llama gotas *superfrías*. En esta sección se estudiará el origen de las partículas de hielo en las nubes, los mecanismos que llevan a su crecimiento y la formación de precipitación en ellas.

1.4.1. Núcleos de hielo

El proceso de formación de partículas de hielo en nubes de tipo frío es en cierta forma análogo al proceso de formación de precipitación en las nubes cálidas. Una gota superfría dentro de una nube de este tipo se encuentra en un estado inestable. Para que ocurra el proceso de congelación en estas gotas, esta debe absorber la suficiente cantidad de moléculas de agua para convertirse en lo que se conoce como *embriones*

de hielo y así, poder sobrevivir y crecer. Como en el caso del crecimiento de las gotas de agua, cuando los embriones de hielo exceden un cierto tamaño crítico, su crecimiento produce un descenso en la energía del sistema. Sin embargo, cualquier crecimiento en estos por debajo del crítico causará un aumento de la energía total y el embrión será propenso a su ruptura.

Como en el caso anterior, existen también dos tipos de nucleación: homogénea y heterogénea. Veamos en el siguiente gráfico una comparación de la mediana de la temperatura necesaria para que ocurra la congelación, frente al diámetro de la gota, para ambos casos:

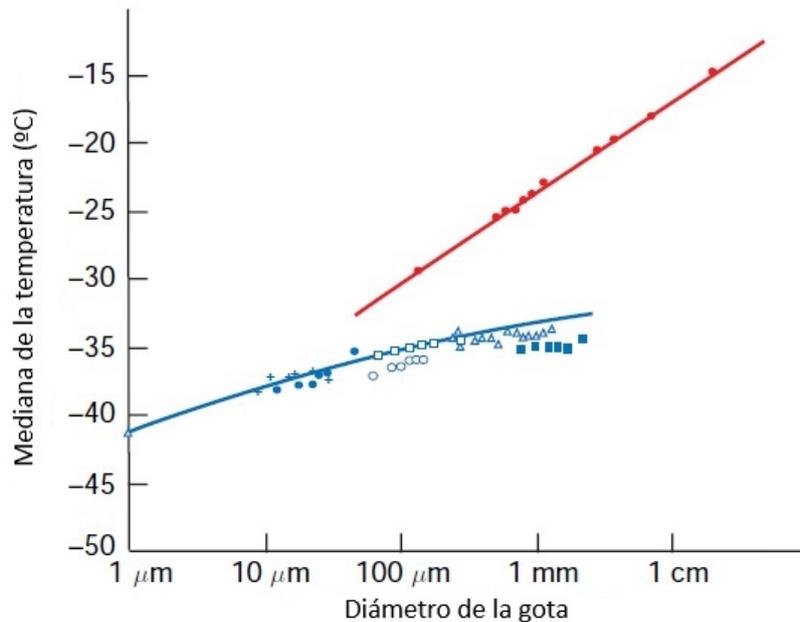


Figura 7: Mediana de la temperatura para que ocurra la congelación de una gota en función de su diámetro. Adaptado de [33]

Observemos como la nucleación homogénea se ve favorecida por el descenso de las temperaturas. Es por eso que esta mayoritariamente ocurre en las nubes más altas.

En analogía con los CCN, en los procesos de congelación heterogénea existen ciertas partículas sobre las que la formación de cristales de hielo, a temperaturas más altas, es más probable. Éstas, en general, se conocen como núcleos de hielo pero dependiendo del mecanismo gracias al cual se produce la formación del hielo, estas partículas reciben nombres distintos:

- *Núcleos de congelación:*
Este tipo de partículas sirven como núcleos sobre los que se concentran las moléculas de agua para formar una estructura similar a la del hielo, aumentar su tamaño y potencialmente congelarse. Como el proceso parte ya con un embrión cuyo tamaño es como mínimo el tamaño del núcleo de congelación, éste ocurre a temperaturas considerablemente más altas que la nucleación homogénea.
- *Núcleos de contacto:*
En este caso, la partícula no se encuentra en el interior del embrión sino que es una partícula que produce el congelamiento de la gota tras entrar en contacto con ella. Este proceso ocurre a temperaturas ligeramente superiores al caso anterior.
- *Núcleos de deposición:*
Bajo condiciones ambientales de sobresaturación del aire con respecto del hielo y cuando la temperatura es suficientemente baja, puede ocurrir que se forme hielo sobre una partícula directamente desde la fase de vapor, sin pasar por la fase líquida.

Por lo tanto, como se acaba de exponer, se puede concluir que un núcleo de hielo sufre un proceso u otro dependiendo de las condiciones de temperatura y saturación a las que están expuestos. Otro factor que influye en la formación de hielo es la estructura ordenada y la forma del cristal que formen las moléculas que actúan después como núcleos. Aquellas estructuras más parecidas a la estructura hexagonal del hielo serán más propensas a congelarse.

Existe también la posibilidad de que una en una partícula, tras haber actuado ya como núcleo de hielo, se evapore el hielo formado en ella y sirva de nuevo otra vez como un nuevo núcleo de hielo a una temperatura superior a la original. Este proceso se conoce como *preactivación* y ocurre cuando la temperatura del núcleo tras la evaporación no supera los -5°C o la humedad relativa del aire con respecto al hielo es inferior al 35%. Esto hace que los cristales de hielo que se formen en las zonas más altas de las nubes que se vayan evaporando conforme vayan descendiendo por la nube, puedan servir después como núcleos preactivados.

La concentración de núcleos de hielo que existe en una nube puede variar varios órdenes de magnitud en distintas horas, pero de media, el número N de núcleos de hielo por cada litro de aire activo a una temperatura T sigue la siguiente relación empírica

$$\ln N = a(T_1 - T) \quad (13)$$

donde T_1 hace referencia a la temperatura a la que un núcleo de hielo por litro de aire se activa y a es un parámetro que toma valores entre 0,3 y 0,8 ([33]).

Las observaciones experimentales llevadas a cabo indican que el efecto que tiene la sobresaturación sobre los núcleos de hielo puede describirse mediante esta recta obtenida por procedimientos empíricos:

$$N = \exp[a + b(100(S_i - 1))] \quad (14)$$

donde S_i es la sobresaturación del aire respecto del hielo, $a = -0,639$ y $b = 0,1296$. Las observaciones experimentales también han demostrado que a temperatura constante, a mayor saturación, mayor es el número de partículas que actúan como núcleos de hielo.

Se ha comprobado que en la realidad, la concentración de partículas de hielo que existe en una nube es mucho más alta que la concentración de núcleos de hielo. Existen diversas teorías que intentan explicar el por qué de este suceso. Una de ellas es considerar que las técnicas utilizadas para medir la concentración de núcleos de hielo no provee de estimaciones fiables del número de núcleos activos cuando se dan ciertas condiciones ambientales. También se ha debatido el posible aumento en el número de partículas de hielo sin la necesidad de un núcleo por lo que se conoce como *procesos de multiplicación*.

Uno de los procesos de multiplicación más relevantes se debe a la congelación de las gotas superfrías existentes en una nube. Este proceso ocurre en dos etapas. La primera de ellas ocurre de forma instantánea; una fina red de hielo congela la cantidad suficiente de agua en la gota como para que esta aumente su temperatura hasta alcanzar los 0°C . En la segunda etapa se va formando una cáscara de hielo sobre la superficie de la gota, y se va extendiendo hacia el interior. En este proceso, existe una transferencia de calor entre la gota y el aire. A medida que el agua del interior de la gota se congela, esta se expande ejerciendo una presión creciente sobre la cáscara de hielo. Esta presión puede lograr que la cáscara se rompa e incluso explote, haciendo que se liberen numerosos trozos de hielo.

Como una partícula de hielo en una nube donde existan gotas superfrías chocará con muchas de ellas en su descenso a través de la nube, se crearán por el proceso mencionado anteriormente una gran cantidad de trozos de hielo.

1.4.2. Crecimiento de las partículas de hielo en las nubes

Una vez se ha explicado ya cómo se forman los núcleos de hielo, procedamos a explicar con más detalle cómo sucede la transición del núcleo a las partículas de hielo bien formadas. Esto puede suceder de varias formas distintas. Comencemos con ello.

a) *Crecimiento desde la fase de vapor.*

En lo que se denomina nube de tipo mixto, conviven partículas de hielo y gotas superfrías. En estas condiciones, el ambiente se encuentra sobresaturado con respecto del hielo y cerca de alcanzar esta situación con respecto del agua también. Esto hace que las condiciones sean favorables para que el crecimiento de partículas de hielo directamente desde la fase de vapor sea más rápido que para las gotas líquidas. De hecho, que crezca una partícula de hielo hace que la presión de vapor en su vecindad disminuya por debajo de la saturación del agua, lo que causará que las gotas adyacentes se evaporaren.

Debido a que la presión de vapor de equilibrio del hielo es menor que la del agua a la misma temperatura, las partículas de hielo pueden desplazarse mayores distancias que las de agua por zonas subsaturadas del aire antes de evaporarse. Esto también contribuye a la diferencia de formación entre ambas partículas. Las partículas de hielo crecerán en un ambiente subsaturado con respecto el agua líquida siempre y cuando esté sobresaturado respecto al hielo.

Los factores que rigen en la tasa de crecimiento de un cristal de hielo por deposición desde la fase de vapor son similares a los que rigen para el crecimiento de gotitas de agua por condensación, con la salvedad de que los cristales de hielo no suelen ser esféricos. Supongamos sin embargo, que sí que se tiene una partícula de hielo esférica de radio r , entonces por analogía con la ecuación (6):

$$\frac{dM}{dt} = 4\pi r D [\rho_v(\infty) - \rho_{vc}] \quad (15)$$

donde ρ_{vc} es la densidad del vapor adyacente a la superficie del cristal. Esta expresión puede generalizarse a partículas de hielo de cualquier forma comparando el campo de vapor alrededor del cristal con el campo de potencial electrostático alrededor de un conductor cargado de la misma forma y tamaño. De esta forma se obtiene que

$$\frac{dM}{dt} = \frac{DC}{\epsilon_0} [\rho_v(\infty) - \rho_{vc}] \quad (16)$$

donde ϵ_0 es la permitividad del vacío y C es la capacidad del cristal de hielo.

La mayoría de los cristales de hielo que crecen en las nubes son de forma irregular, probablemente debido a los procesos de multiplicación. Sin embargo, bajo condiciones de laboratorio adecuadas se ha visto que los cristales de hielo pueden crecer desde la fase de vapor tomando una amplia variedad de formas regulares, que pueden ser planas o alargadas dependiendo de la temperatura a la que estas se formen. La forma plana más simple es la hexagonal, y la alargada es en forma de cilíndrica con base hexagonal.

b) *Crecimiento por formación de escarcha, granizo*

Como se ha comentado antes, en las nubes mixtas, las partículas de hielo pueden crecer chocando con gotitas de agua superfrías que se congelan al rededor del hielo, formando escarcha.

El granizo representa el extremo del crecimiento de hielo por formación de escarcha. Se forman en grandes nubes convectivas que contienen alto contenido de agua.

c) *Crecimiento por agregación*

El tercer mecanismo de crecimiento de cristales de hielo es por colisión y agregación. Dos partículas de hielo pueden chocar cuando sus velocidades de caída son diferentes. La velocidad de caída de los cristales de forma alargada aumenta con la longitud de este, sin embargo, para los cristales planos esta no depende de su radio. Entonces, como los cristales planos tienen siempre velocidades similares es poco probable que colisionen entre ellos. Que una colisión ocurra también depende mucho de si el hielo ha crecido por formación de escarcha o no, siendo esta beneficiosa para que ocurra el choque.

Después del choque, para que el crecimiento por agregación suceda hay que ver si las partículas protagonistas se adhieren entre ellas. La probabilidad de adhesión depende tanto de la forma de los cristales de hielo como de su temperatura.

1.4.3. Formación de precipitación en nubes frías.

A finales del siglo XVIII se sugirió que gran parte de la lluvia que llega a la tierra se forma en las nubes en forma de partículas de hielo. Sin embargo, no toda la precipitación es hielo, se ha visto en las secciones anteriores que la precipitación puede formarse también en nubes cálidas por el mecanismo de colisión y coalescencia.

Estudiemos un poco más el caso de la formación de precipitación a partir de partículas de hielo. Realizando cálculos a partir de la ecuación (16), se ha visto que en el proceso de crecimiento por deposición desde la fase de vapor inicialmente un cristal de hielo aumenta su masa considerablemente rápido pero que a partir de un instante este crecimiento se ralentiza notablemente. Es por eso que este proceso es demasiado lento como para ser responsable de la producción de lluvia.

Sin embargo, a diferencia del crecimiento por deposición desde la fase de vapor, para el crecimiento por formación de escarcha y por agregación el ritmo de aumento de masa se acelera cuando aumenta el tamaño del hielo. Se concluye entonces que la formación de precipitación en nubes de tipo mixto se debe al crecimiento por deposición en los primeros instantes y por escarcha o agregación en los últimos.

2. Tormentas eléctricas, rayos y relámpagos

Las tormentas eléctricas son sistemas atmosféricos intensos que generan lluvias, vientos y descargas eléctricas. La electrificación de las nubes ocurre por la interacción de partículas de agua y hielo, creando campos eléctricos que pueden dar lugar a rayos.

En este capítulo, se explorará la estructura de las tormentas, los mecanismos de carga de las nubes y el proceso de formación de los rayos.

2.1. Estructura y formación de las tormentas eléctricas

La información narrada en este apartado se ha obtenido principalmente de las referencias [28] y [32] citadas en la bibliografía.

A nivel mundial, se estima que ocurren alrededor de 16 millones de tormentas eléctricas al año, y en cualquier momento dado, hay aproximadamente 2.000 tormentas en curso (véase [28]). En los días cálidos y soleados, la superficie terrestre absorbe calor, calentando el aire cercano, que asciende junto con el vapor de agua que contiene. Cuanto más cálido es el aire, mayor cantidad de vapor de agua puede transportar antes de alcanzar la saturación. La energía latente almacenada en este vapor es el motor principal de las tormentas eléctricas y su gran poder.

Cuando el aire cálido y húmedo asciende a capas más frías de la atmósfera, el vapor de agua se condensa en pequeñas gotitas de entre 5 y 10 μm de diámetro, liberando calor en el proceso. Este calor adicional intensifica la corriente ascendente, atrayendo más aire húmedo desde el suelo, lo que permite que la nube siga creciendo y acumulando energía. Este mecanismo de retroalimentación es crucial para la formación y el desarrollo de las tormentas.

Las tormentas eléctricas pasan por tres etapas: desarrollo, madurez y disipación.

1. **Etapa de desarrollo:** La tormenta comienza con la formación de una nube de cúmulo empujada hacia arriba por una columna ascendente de aire. Durante esta fase, la nube crece verticalmente, alcanzando una estructura en forma de torre. En esta fase, aunque la lluvia es mínima, pueden ocurrir rayos aislados debido a la acumulación de cargas eléctricas en la nube.
2. **Etapa madura:** A medida que la tormenta continúa desarrollándose, la corriente ascendente alimenta la tormenta mientras la precipitación comienza a caer. Esto genera una corriente descendente que extiende el aire enfriado por la lluvia a lo largo del suelo, formando un frente de ráfagas o una línea de vientos fuertes. Las tormentas pueden alcanzar alturas de hasta 20 km, con corrientes ascendentes que superan los 30 m/s. Estas corrientes, conocidas como células, tienen una vida media de unos 30 minutos (véase [32]). Cuando una célula alcanza su máximo desarrollo, la parte superior de la nube se aplanan al llegar a la estratosfera, formando la característica estructura de yunque de los cumulonimbos. Este fenómeno ocurre cuando la corriente ascendente alcanza una altitud donde el aire circundante tiene aproximadamente la misma temperatura o es más cálido, lo que detiene el crecimiento vertical de la nube. En este punto, comienza la precipitación, lo que marca el inicio de la fase madura de la tormenta.
3. **Etapa de disipación:** Finalmente, cuando la corriente ascendente es superada por la corriente descendente, el sistema pierde su capacidad de mantenerse. El frente de ráfagas se extiende a una larga distancia de la tormenta y corta el suministro de aire cálido y húmedo. La lluvia disminuye en intensidad, pero los rayos siguen siendo un peligro hasta que la tormenta se disipa por completo.

Además de las tormentas aisladas, existen líneas de turbonada, que se generan cuando un frente frío empuja una masa de aire cálido y húmedo. Estos sistemas pueden extenderse cientos de kilómetros y están impulsados por el mismo proceso de condensación del agua y liberación de calor latente, generando intensos vientos ascendentes y actividad eléctrica.

2.2. Mecanismos de electrificación de las nubes

Uno de los procesos más característicos de las nubes de tormenta es su electrificación, un fenómeno que precede a la formación de los rayos y que ha sido objeto de estudio durante décadas. A pesar de los avances en la comprensión de este proceso y de los diversos experimentos que se han llevado a cabo, todavía

existen incógnitas sobre los mecanismos exactos que generan y separan las cargas eléctricas dentro de la nube. Puede ampliarse la información aportada en este apartado atendiendo a las referencias [1], [26] y [33] de la bibliografía.

Es obvio que para que una nube se diga electrificada tienen que existir cargas eléctricas en ella. De esta forma, todas las nubes tienen cierto grado de electrificación pero para que ocurra una descarga eléctrica en ellas es necesario que el campo eléctrico en la nube alcance una magnitud capaz de sobrepasar el campo de ruptura dieléctrico del ambiente. Esto sólo ocurrirá si existe una importante distribución de cargas dentro de la nube. Normalmente, las cargas se distribuyen en una nube de la siguiente manera:

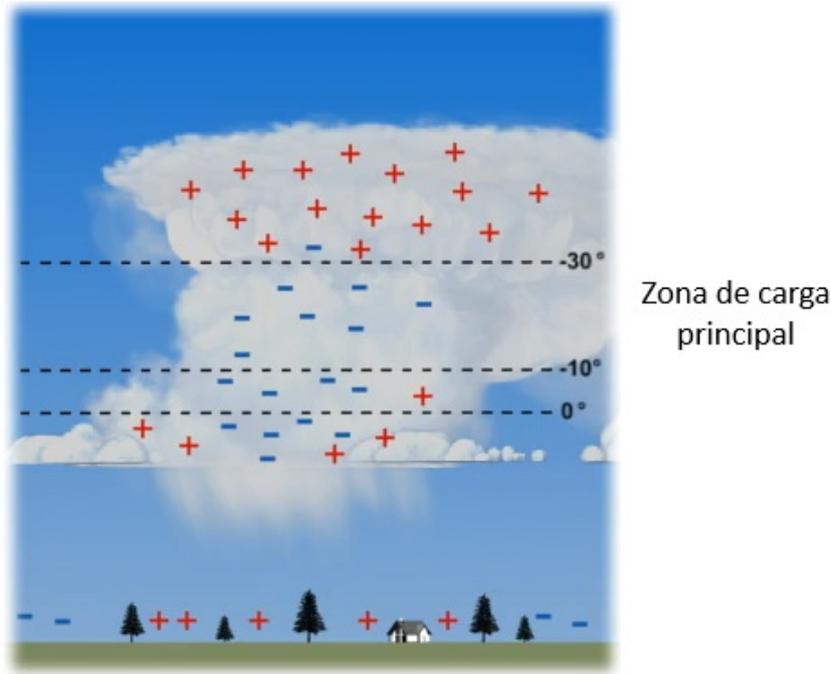


Figura 8: Distribución de carga en las nubes de tormenta. Adaptada de [11].

Como puede verse en la imagen, existe una zona de la nube donde se concentra la carga negativa, que se llama *zona de carga principal*. Esta distribución de carga negativa se encuentra bien definida en las zonas de la nube donde la temperatura oscila entre los -10°C y -20°C . Justo encima de esta, y distribuida en una zona mucho menos definida que la anterior, se encuentra la zona de distribución de carga positiva. Hay casos en los que también puede aparecer una zona de carga positiva más débil debajo de la zona de carga principal.

Este apartado se centrará en los procesos físicos que tienen lugar entre la formación de la nube de tormenta y la primera descarga eléctrica, analizando los distintos mecanismos que han sido propuestos para explicar la separación y acumulación de carga dentro de la nube. Estos procesos pueden clasificarse en dos grandes grupos: procesos de carga por precipitación y procesos de carga por convección ([32], [26], [1]).

2.2.1. Procesos de carga por precipitación

En este grupo podemos encontrar también dos tipos de procesos: los procesos inductivos y los procesos no inductivos.

a) *Transferencia de carga en procesos no inductivos*

Las observaciones experimentales permiten afirmar que en la mayoría de las ocasiones el proceso de electrificación de las nubes va acompañado de precipitación en forma de granizo. Aún que todavía no se ha encontrado una respuesta firme a esta cuestión, las teorías más aceptadas suponen que cuando el granizo

desciende por el interior de la nube, este adquiere carga negativa tras las numerosas colisiones que sufre con las otras partículas que conforman la nube, formándose así la zona de carga principal definida antes. La correspondiente carga positiva la reciben el resto de partículas a medida que estas rebotan sobre la superficie del granizo y ascienden a través de la nube a causa de las corrientes convectivas.

Cuando una gota de agua superenfriada impacta y se congela sobre una partícula de granizo, se libera calor latente, lo que genera un gradiente de temperatura entre la superficie del granizo y el aire circundante. Según la teoría del gradiente de temperatura, los protones tienen mayor movilidad en el hielo que los iones negativos, lo que hace que la carga se redistribuya y que la superficie del granizo adquiera una carga particular que dependerá del proceso de crecimiento que haya tenido el mismo. Por lo tanto dependerá de los siguientes tres factores:

- La temperatura: A temperaturas inferiores a -20°C , el granizo tiende a cargarse de forma negativa, especialmente cuando hay altas concentraciones de agua líquida. En experimentos de laboratorio, se ha observado que a temperaturas por encima de -10°C , la carga del granizo pasa a ser positiva ([1]).
- La tasa de crecimiento desde la fase de vapor entre los cristales de hielo de la nube y los ya formados granizos, debido a la manera en que el vapor de agua se deposita y afecta la estructura superficial del hielo en cada tipo de partícula. Cuando el granizo crece por deposición de vapor, se forman fibras de hielo en su superficie. Estas fibras tienen un gradiente de temperatura porque la deposición libera calor, causando que los protones migren más rápido que los iones negativos en el hielo. Como resultado, el granizo adquiere una carga positiva y los cristales de hielo pequeños, al colisionar, adquieren la carga negativa. Sin embargo, si el crecimiento del granizo ocurre por formación de escarcha, la estructura del hielo cambia. La presencia de gotas de agua crea defectos en la red cristalina del hielo, que generan diferencias de carga en la superficie del granizo. Esto lleva a una carga negativa del granizo y positiva en los cristales de hielo que colisionan con él.
- El LWC: Un mayor contenido de LWC acelera el crecimiento por escarcha, por lo que, según se ha mencionado en el punto anterior hace que el granizo adquiera carga negativa y los cristales de hielo positiva.

b) Transferencia de carga en procesos inductivos

El principio del proceso de carga inductiva radica en la inducción de carga en partículas en presencia de un campo eléctrico preexistente, lo que permite que colisiones y rebotes entre partículas separen cargas y fortalezcan el campo eléctrico de la nube. Existe un campo eléctrico en la atmósfera, del que se hablará más adelante, que es generado por la carga positiva en el aire y la carga negativa en la superficie terrestre. Cuando las partículas de la nube, que tienen una conductividad eléctrica lo suficientemente alta, interactúan con este campo, pueden desarrollar cargas inducidas. Si una partícula más pequeña choca con la parte inferior de una partícula mayor cuando esta cae y rebota, la separación gravitatoria posterior de ambas partículas con cargas opuestas contribuye a reforzar el campo eléctrico.

Sin embargo, la eficacia de este mecanismo depende de varios factores ([1]):

- La probabilidad de rebote de las partículas tras la colisión.
- El ángulo de contacto entre las partículas durante la colisión.
- La conductividad del hielo, que puede limitar la cantidad de carga transferida.

La probabilidad de que la colisión de dos gotas de agua termine en coalescencia es muy alta por lo que este mecanismo suele involucrar partículas de hielo. Sin embargo, el bajo nivel de conductividad del hielo plantea dudas sobre su eficiencia, ya que el tiempo de relajación de la distribución de la carga inducida es más corto del tiempo que dura el contacto entre partículas en la colisión. Estudios experimentales han mostrado que si el hielo tiene una capa de escarcha, la conductividad superficial aumenta, permitiendo una mayor transferencia de carga.

Sin embargo, este proceso sería incapaz de explicar la existencia de cargas en las primeras etapas de formación de la tormenta, cuando no existe hielo aún. Además, observaciones en tormentas reales han revelado que, en las primeras etapas de electrificación, el granizo adquiere cargas mayores de las que podrían ser generadas únicamente por el proceso inductivo. Esto indica que la carga inductiva no es el mecanismo principal en la fase inicial de la electrificación, pero podría desempeñar un papel complementario en las últimas etapas cuando ya existen campos eléctricos significativos en la nube.

Captura de iones

Existe otro proceso de carga inductivo, llamado proceso de carga por captura de iones. Hay presentes iones en la atmósfera que provienen de diversas fuentes, como los rayos cósmicos y la radiactividad del suelo, produciendo una ionización del aire. Además, los propios rayos y descargas corona generan grandes cantidades de iones dentro de las nubes, los cuales pueden participar en la electrificación de las partículas de nube.

Cuando una partícula de nube, ya sea una gota de agua o un cristal de hielo, se polariza debido a la presencia de un campo eléctrico vertical preexistente, a medida que la partícula cae, su parte inferior atrae iones de signo opuesto y los captura, lo que genera una acumulación de carga neta en la partícula y contribuye al fortalecimiento del campo eléctrico de la nube.

Sin embargo, la densidad de iones en condiciones normales es insuficiente para explicar por sí sola la electrificación de una tormenta en el tiempo de vida de una celda convectiva. Además, conforme una partícula adquiere una carga neta, comenzará a atraer iones de signo contrario, lo que acaba por detener su adquisición de carga adicional. Se ha estimado que este proceso solo puede aumentar el campo eléctrico hasta aproximadamente 50kV/m , lo que es insuficiente para generar descargas ([26]).

2.2.2. Procesos de carga por convección

Uno de los mecanismos propuestos para la electrificación de tormentas es la carga por convección, en la que las corrientes de aire verticales transportan iones y partículas cargadas dentro de la nube. Las corrientes convectivas pueden captar iones del aire cercano al suelo y transportarlos a la cima de la nube, generando una separación de cargas que intensifica el campo eléctrico y facilita la formación de rayos. Se propuso también la idea de que los iones positivos son arrastrados hacia la parte superior de la nube, mientras que los negativos son capturados por partículas en caída, fortaleciendo el centro de carga negativa en la base de la nube.

Este modelo de electrificación presenta varios problemas. En primer lugar, no existe ninguna razón clara por la que las corrientes ascendentes y descendentes pueden separar las cargas de manera ordenada. Por otro lado, la densidad de carga en el aire que asciende suele ser demasiado baja para explicar los niveles de electrificación observados en tormentas. Además, el tiempo que se necesita para definir la estructura de carga de una tormenta es incompatible con la rápida intensificación del campo eléctrico antes del primer relámpago.

Otro modelo convectivo, el mecanismo de carga electroquímica, sugiere que las corrientes ascendentes llevan iones de ambos signos a la nube, donde los negativos se adhieren a gotas en la base y los positivos a gotas en la cima. Este proceso es incompatible con la baja densidad de iones en la base de la nube y la existencia de regiones sin carga dentro de la nube.

Modelos numéricos han demostrado que la carga generada por convección es insuficiente para generar campos eléctricos fuertes y organizados. Los modelos indican que las corrientes dentro de la tormenta tienden a disipar la carga en lugar de intensificarla, lo que sugiere que la convección por sí sola no puede explicar la electrificación de las tormentas.

2.3. Formación de rayos

A pesar de que las descargas eléctricas más conocidas sean en forma de rayo que llega a la tierra, la realidad es que las más abundantes suceden entre dos puntos dentro de la misma nube. Las descargas eléctricas se originan cuando las cargas existentes en el interior de una nube se separan lo suficiente como para generar un campo eléctrico superior al campo de ruptura del aire. Las afirmaciones de este apartado pueden encontrarse en las referencias [19], [22], [27], [33].

Durante las tormentas eléctricas, la superficie de la tierra está cargada de forma positiva. En consecuencia, atrae un flujo de cargas negativas que proviene de la parte más baja de la zona principal de carga de la nube, y comienza a descender hacia la superficie de la tierra, en desplazamientos discretos, produciendo lo que se conoce como *guía escalonado*. Este guía escalonado atrae a las cargas positivas de la superficie terrestre, provocando su ascenso hacia la nube. En el instante en el que se produce contacto entre el guía escalonado y el flujo ascendente de cargas positivas, se genera una corriente de cargas negativas dirigida hacia el suelo, mientras que la corriente de cargas positivas alcanza la nube rápidamente

produciendo una fuerte descarga en forma de luz. Al flujo de electrones que vuelve hacia arriba se le conoce como *descarga de retorno* y es la responsable del brillante canal de luz que identificamos como *rayo*. La descarga de retorno viaja a una velocidad tan elevada por el aire que el todo el canal parece iluminarse simultáneamente.

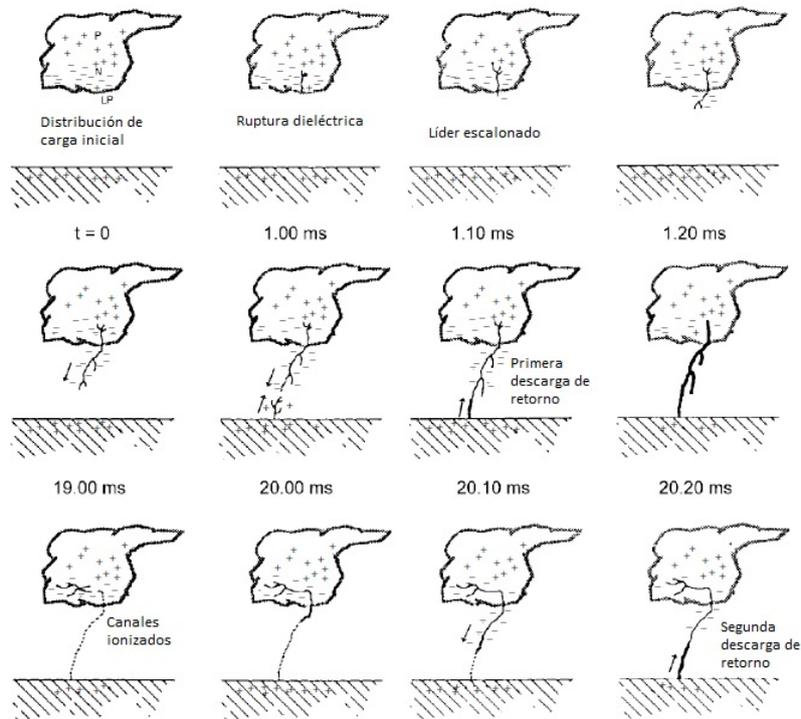


Figura 9: Etapas de formación en los rayos. Adaptado de [22]

Tras este proceso, el canal por el que se ha propagado la descarga queda ionizado de forma positiva. Esto provoca que puedan ocurrir sucesivas descargas entre la tierra y la nube en caso de que exista suficiente carga en la zona de carga principal. Estas descargas sucesivas también producen luz mediante la descarga de retorno y suelen ser más rápidas que la primera que las genera. Sin embargo, la intensidad de la corriente de la primera descarga es generalmente superior a la de las descargas que la suceden. La mayoría de los rayos producen tres o cuatro descargas distintas, separadas en un intervalo de aproximadamente 50ms, donde cada una puede transportar una carga de 20C desde la nube hasta la superficie de la tierra. Además, el intenso flujo de cargas de las descargas eléctrica hace que la temperatura del aire se eleve hasta los 30.000K en cuestión de milisegundos, lo que provoca un rapidísimo ascenso en la presión del canal (véase [33]). En consecuencia, el canal se expande de forma repentina produciendo una onda expansiva que se propaga en el aire, en lo que llamamos *trueno*. Las descargas sucesivas también son capaces de producir truenos, pero estos son mucho más débiles.

Como se ha mencionado al principio de esta sección, aunque las descargas que conocemos son en forma de rayo, las más abundantes no llegan a alcanzar la superficie de la tierra. Estas pueden ocurrir entre dos nubes o entre dos puntos de una misma nube y se conocen como *relámpagos*. En efecto, en las nubes de tormentas tropicales ocurren 10 relámpagos por cada rayo que logra alcanzar la tierra.

Existen casos en los que la carga que desciende de la nube a la superficie de la tierra es de signo positivo, aunque esto representa una minoría. Las observaciones tomadas desde satélites muestran que la tasa global media de rayos que alcanzan la superficie de la tierra es de $12-16s^{-1}$, alcanzando un máximo de $55s^{-1}$ sobre superficies continentales, en verano y en el hemisferio norte. La media global de descargas eléctricas, tanto relámpagos como rayos, es de $44\pm 5s^{-1}$, con un máximo de $55s^{-1}$ en el hemisferio norte durante el verano y un mínimo de $35s^{-1}$ también en el hemisferio norte y en invierno (véase [19]).

3. Circuito eléctrico global y campo eléctrico en condiciones de buen tiempo

La información de este apartado se basa en los textos [32], [19], [1].

El circuito eléctrico atmosférico terrestre está compuesto por la superficie de la Tierra, la ionosfera y la atmósfera, formando un sistema dinámico fundamental en la electricidad atmosférica. En condiciones de buen tiempo, se observa un campo eléctrico permanente, dirigido hacia el suelo, cerca de la superficie terrestre, con valores típicos de 130V/m sobre el océano y hasta 360 V/m en zonas industriales ([33]). Se consideran condiciones de buen tiempo aquellas en las que no existe precipitación, hay menos de 3/8 del cielo cubierto y además no existen condiciones extremas de visibilidad o viento.

A unas decenas de kilómetros de altitud se encuentra la electrosfera, una capa de la atmósfera con potencial eléctrico constante y alta conductividad, extendiéndose hasta la ionosfera. Esta estructura permite modelar el circuito eléctrico global como un condensador esférico de capacidad igual a 1F, con la electrosfera e ionosfera actuando como el conductor externo y la superficie terrestre como el conductor interno, mientras que la atmósfera funciona como un dieléctrico.

A mayores alturas, a partir de los 100m sobre el nivel del mar, el campo electrostático decrece progresivamente debido al aumento de la conductividad del aire. Esta mayor conductividad se debe a la ionización provocada por los rayos cósmicos y a la disminución de la concentración de partículas de gran tamaño en la atmósfera. La electrosfera se encuentra a un potencial eléctrico aproximado de 250kV con respecto a la superficie terrestre. Además, se sabe que la Tierra está cargada negativamente, mientras que la electrosfera tiene carga positiva, lo que da lugar a un flujo constante de corriente eléctrica.

El estudio del circuito eléctrico global ha evolucionado gracias a importantes contribuciones científicas a lo largo de los siglos, toda esta información se encuentra recogida en [19]. En el siglo XVIII, Benjamin Franklin fue pionero en describir la circulación global del aire electrificado, postulando que el aire cálido y húmedo ascendía en los trópicos y descendía en los polos transportando electricidad. Aunque su explicación de las auroras resultó errónea, su modelo de circulación atmosférica electrificada anticipó conceptos clave del circuito global.

En el siglo XIX, Lord Kelvin desarrolló la teoría del potencial eléctrico y sugirió que la atmósfera actuaba como un condensador esférico, adelantándose al descubrimiento formal de la ionosfera en 1902 por Kennelly y Heaviside. También verificó la carga negativa de la Tierra y sugirió que las mediciones eléctricas podrían ser útiles en la predicción meteorológica.

El avance más significativo se dio en el siglo XX con C.T.R. Wilson, quien formuló la hipótesis de que las tormentas eléctricas funcionan como baterías naturales, transportando carga positiva hacia la ionosfera mediante corrientes ascendentes. En regiones de buen tiempo, la carga retorna a la superficie terrestre en forma de corriente descendente, cerrando así el circuito eléctrico global. Esta hipótesis fue confirmada con las mediciones de campo eléctrico sobre los océanos realizadas durante las expediciones del barco Carnegie, dando origen a la *curva de Carnegie*, la cual mostró una variación diaria del campo eléctrico correlacionada con la actividad global de tormentas.

3.1. La curva de Carnegie

A comienzos del siglo XX, la *Carnegie Institution of Washington* operó los barcos Galilee y Carnegie como buques de investigación geofísica. Estas embarcaciones de madera permitieron realizar mediciones geomagnéticas, oceanográficas y estudios atmosféricos sin interferencias electromagnéticas generadas por estructuras metálicas. En total, el Carnegie llevó a cabo siete expediciones entre 1909 y 1929, contribuyendo significativamente al estudio de la electricidad atmosférica. Para este apartado se han utilizado las referencias [7] y [17] mayoritariamente.

Las primeras mediciones eléctricas atmosféricas se realizaron en 1907 durante el último viaje del Galilee y continuaron en los primeros viajes del Carnegie. Sin embargo, fue en la cuarta expedición (1915-1917) cuando la nave se equipó adecuadamente para el estudio de la electricidad atmosférica, y para la séptima expedición (1928-1929), las técnicas de medición mejoraron tanto que lograron registrar de forma continua el campo eléctrico atmosférico.

Este séptimo crucero representó una oportunidad clave para resolver la incertidumbre sobre si las variaciones del campo eléctrico atmosférico ocurrían en tiempo universal. Para ello, se implementaron técnicas de registro continuo utilizando un sistema de registro fotográfico en papel, lo que marcó un gran avance con respecto a los métodos manuales anteriores.

Entre el 7 de agosto de 1928 y el 18 de noviembre de 1929, el Carnegie estuvo 317 días en mar abierto, de los cuales 181 días registraron datos completos de 24 horas. Sin embargo, en algunos casos, se realizaron interpolaciones para completar 1 o 2 horas de datos faltantes. Para los estudios de la variación diurna, se seleccionaron 82 días con las condiciones eléctricas más estables, sin considerar factores meteorológicos como nubosidad, temperatura, humedad, presión barométrica o contaminación atmosférica.

El análisis de la distribución de estos días reveló una desigualdad en la representación estacional. Se observó que el verano del hemisferio norte tuvo menos datos recopilados, mientras que el otoño e invierno estuvieron mejor representados.

- *a) Variación diurna:* Para analizar las variaciones diurnas del gradiente de potencial, se promediaron los valores horarios de los días considerados sin perturbaciones eléctricas. El análisis estadístico confirmó que las diferencias entre los valores máximos y mínimos eran significativas. Lo que a día de hoy se conoce como curva de Carnegie se consiguió calculando los coeficientes de Fourier de los datos anuales. Esta curva modela la variación continua del gradiente de potencial a lo largo del día. Se encontró que potencial eléctrico atmosférico oscila entre un mínimo de ochenta y cinco voltios por metro a las 4 am (UT) y un máximo de ciento veinte voltios por metro a las 7 pm (UT), siendo estos valores ligeramente mayores en invierno que en verano.
- *b) Variación estacional:* La falta de muestreo en el verano del hemisferio norte complicó la extracción de conclusiones sobre variaciones estacionales del PG. Para mejorar la cobertura de datos, se combinaron mediciones de otros cruceros (IV, V, VI y VII), pero la distinción estadística entre máximos y mínimos en verano siguió siendo limitada. Adlerman y Williams integraron los datos de la Carnegie Institution con mediciones del barco Maud, concluyendo que el gradiente de potencial alcanzaba su máximo en verano, coincidiendo con el pico global de actividad eléctrica.
- *c) Variación latitudinal:* Estudios anteriores apuntaban a que el gradiente de potencial tiende a ser menor en el ecuador y aumenta con la latitud. Los datos de los cruceros IV y VI apoyaban esta tendencia. En el crucero VII, se analizó la relación entre el gradiente de potencia y la latitud utilizando los 82 días seleccionados como "sin perturbaciones". Se observó una disminución del gradiente en las regiones tropicales del hemisferio norte. Sin embargo, dada la distribución desigual de mediciones por estación tuvieron que utilizarse técnicas estadísticas para concluir que existía una diferencia estadísticamente significativa entre los datos de las regiones tropicales y extra-tropicales.

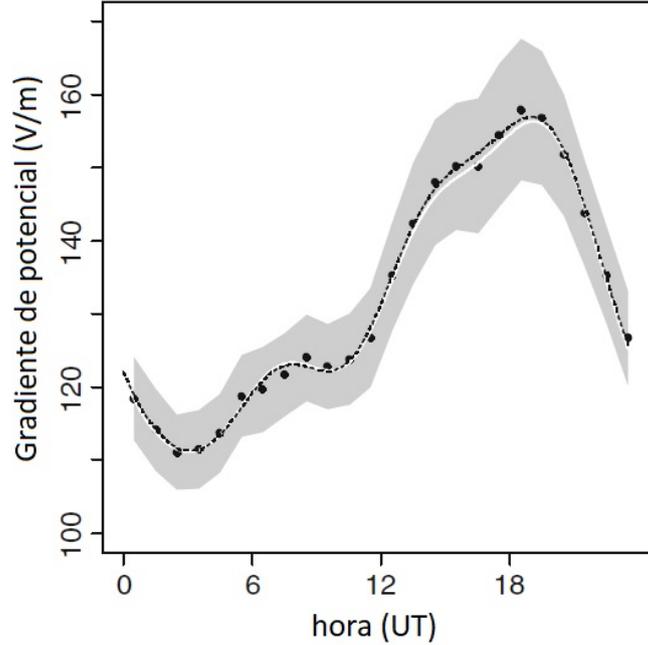


Figura 10: Curva de Carnegie. Valores medios anuales (puntos) del gradiente de potencial horario recalculados a partir de los 82 días no perturbados seleccionados del crucero VII. La línea blanca continua representa el ajuste original basado en los coeficientes armónicos de la Institución Carnegie mientras que la línea discontinua corresponde a un ajuste moderno obtenido mediante un análisis armónico de los datos horarios recalculados. El sombreado indica el rango de 1.96 errores estándar sobre la media, lo que corresponde a un intervalo de confianza del 95 % para la media. Adaptado de [7].

3.2. El circuito eléctrico global de corriente continua

El campo electrostático en condiciones de buen tiempo es prácticamente constante, lo que lleva a pensar que debe existir un generador eléctrico que lo mantenga en el tiempo. Si esto no fuera así, la corriente que fluye en el aire alcanzaría una intensidad suficiente como para descargar el condensador en apenas unos minutos. Las principales hipótesis indican que estos generadores son las tormentas eléctricas, que separan carga y mantienen el potencial entre la Tierra y la ionosfera. Las afirmaciones presentadas en este apartado se encuentran recogidas en las referencias [19] y [33] de la bibliografía.

Según se ha visto en el apartado anterior, existe una concentración de cargas positivas en la parte superior de las nubes de tormenta. Estas cargas fluyen hacia la parte baja de la electrosfera. Debajo de las nubes de tormenta la conductividad del aire es baja. Sin embargo, bajo la acción de un campo eléctrico de elevada magnitud, una corriente de cargas positivas fluye hacia arriba desde la Tierra en forma de lo que se conoce como *fuegos de San Telmo*. Los fuegos de San Telmo son meteoros que consisten en descargas de efecto corona electroluminiscentes provocadas por la ionización del aire dentro del fuerte campo eléctrico que originan las tormentas eléctricas. Cuando alguna descarga eléctrica, como un rayo, ioniza el aire alrededor de un objeto conductor, como el mástil de un barco o una antena, creando una corriente eléctrica visible y liberando electrones e iones cargados, y creando un plasma que emite luz visible en el espectro azul-violeta, lo que parece dar la impresión de una llama (véase [4]).

Las partículas de precipitación son polarizadas por el campo eléctrico permanente existente y por el campo que se genera bajo las nubes de tormenta, de forma que suelen generalmente captar iones positivos mientras caen hacia el suelo. Así, regresa a la superficie terrestre cerca de un 30 % de las cargas que libera esta a través de los fuegos de San Telmo ([33]). Finalmente, los rayos que alcanzan la tierra transportan cargas negativas desde la base de las nubes.

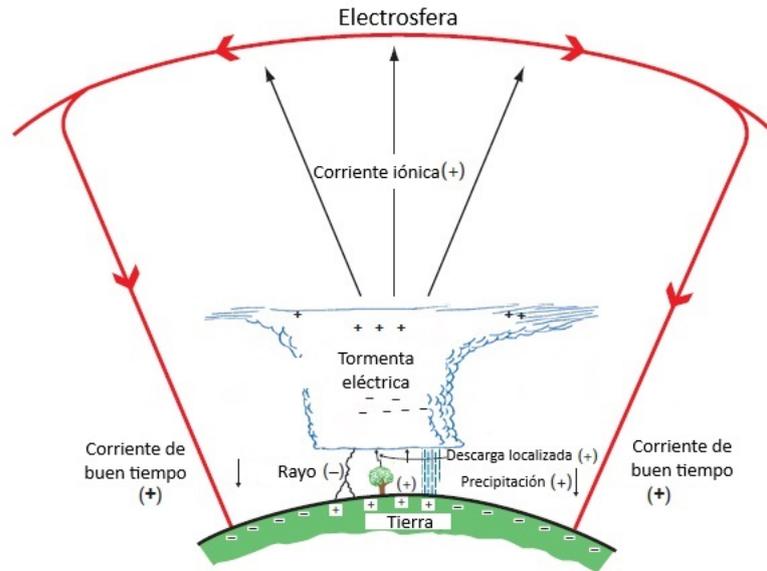


Figura 11: Circuito eléctrico atmosférico terrestre. Adaptado de [33].

El sistema Tierra-ionosfera se comporta como un condensador esférico gigante cuya capacidad es de aproximadamente 1F, donde la Tierra tiene un potencial negativo de aproximadamente -200 kV respecto a la ionosfera (véase [19]). Su estructura conductiva está determinada por la ionización atmosférica, producida principalmente por:

- **Radiación cósmica galáctica:** Domina la ionización y la conductividad hasta los 50 km de altitud.
- **Radiación ultravioleta y de rayos X del Sol:** Ioniza en las capas superiores de la atmósfera y genera una ligera asimetría entre los hemisferios diurno y nocturno.

Dado que la conductividad del aire aumenta con la altitud, el perfil de conductividad puede aproximarse por la función exponencial ([19]):

$$\sigma(z) = \sigma_0 e^{z/z_0} \quad (17)$$

donde $\sigma_0 = 5 \cdot 10^{-14} \text{S/m}$ es la conductividad de la atmósfera al nivel de la superficie de la tierra y $z_0 = 5 \text{km}$.

La corriente total que fluye en condiciones de buen tiempo es del orden de 1kA, con una densidad de corriente típica de:

$$J_0 \approx 2 \cdot 10^{-12} \text{A/m}^2 \quad (18)$$

El circuito global de corriente continua, o circuito global DC, se mantiene gracias a la separación de cargas generada por distintos procesos:

- Corriente de buen tiempo, que fluye de manera continua desde la ionosfera hasta la Tierra.
- Tormentas eléctricas, que actúan como baterías, transportando carga positiva hacia la ionosfera.
- Fuegos de San Telmo y precipitación, que permiten la movilidad de iones y la compensación de carga.
- Rayos, que transfieren carga negativa desde las nubes al suelo.

La resistencia efectiva del circuito global es de aproximadamente 200Ω , lo que permite estimar la constante de tiempo de disipación de carga:

$$RC = (200\Omega)(1F) = 200s \approx 3min \quad (19)$$

Esto indica que, si cesara toda la actividad de tormentas, la carga neta de la Tierra se disiparía en unos pocos minutos.

3.3. Resonancias de Schumann

Si bien el circuito DC mantiene el equilibrio de carga en la atmósfera, existe también un circuito de corriente alterna que surge por la propagación de ondas electromagnéticas generadas por los rayos (léase [19], [21]). Las *Resonancias Schumann* (SR) son un fenómeno electromagnético global que surge de la interacción entre la Tierra y la ionosfera. Se generan principalmente por la actividad de los rayos y forman ondas estacionarias en la cavidad Tierra-ionosfera. Estas resonancias ocurren en el rango de frecuencias extremadamente bajas (ELF, por sus siglas en inglés), con picos en torno a 8Hz, 14Hz, 20Hz, 26Hz, y así sucesivamente.

Los rayos actúan como antenas naturales que emiten ondas electromagnéticas en frecuencias por debajo de 100kHz. La mayor parte de esta energía se irradia alrededor de 10kHz, pero su alta atenuación (~ 10 dB/Mm) limita su detección a distancias relativamente cortas. Sin embargo, en frecuencias por debajo de 100Hz, la atenuación es mucho menor ($\sim 0,5$ dB/Mm), permitiendo que las ondas electromagnéticas viajen varias veces alrededor del planeta antes de disiparse en el ruido de fondo ([21]). Debido a esta propagación global, la cavidad Tierra-ionosfera se comporta como un resonador natural para frecuencias ELF. En términos simples, se produce una interferencia constructiva entre las ondas electromagnéticas que viajan en direcciones opuestas, amplificando las señales en ciertas frecuencias específicas, las frecuencias de resonancia de Schumann.

El fenómeno de las SR puede describirse matemáticamente mediante las ecuaciones de Maxwell aplicadas a una cavidad esférica delgada. Bajo estas condiciones ideales, la frecuencia de resonancia f_n está dada por ([21]):

$$f_n = \frac{c}{2\pi a} \sqrt{n(n+1)} \quad (20)$$

donde c es la velocidad de la luz, a es el radio de la Tierra y n es el número del modo de resonancia. Como hemos visto en el apartado anterior, en la práctica, la ionosfera no es un conductor perfecto, y su conductividad varía con la altitud. La altura efectiva del circuito AC global (alrededor de 50 km) se determina arbitrariamente cuando la corriente de desplazamiento es igual a la corriente de conducción en la ionosfera ([19]).

Las resonancias de Schumann no son picos perfectamente definidos, sino que presentan un ancho de banda debido a las pérdidas en la ionosfera. Esto se mide mediante el factor de calidad definido como ([21]):

$$Q = \frac{f_0}{\Delta f} \quad (21)$$

donde f_0 es la frecuencia central de la resonancia y Δf es el intervalo de frecuencia entre los puntos de media potencia. En la Tierra, los valores típicos de Q varían entre 3 y 8, lo que indica que la cavidad no es un resonador altamente afinado.

El estudio de las SR ha tenido diversas aplicaciones. Durante la Guerra Fría, se investigó su uso para detectar explosiones nucleares en la atmósfera. Además, debido a la baja atenuación de las ondas ELF, se utilizaron para la comunicación con submarinos, aunque estos sistemas requerían antenas gigantes de más de 200km de longitud.

Desde la década de 1990, el interés en las SR ha crecido debido a su relación con el cambio climático. Se ha sugerido que un aumento en la actividad de los rayos, detectable mediante las SR, podría estar vinculado al calentamiento global, funcionando así como un "termómetro global". Además, se ha demostrado que las SR están estrechamente relacionadas con los eventos luminosos transitorios (TLEs), como los sprites y elves, descargas eléctricas en la atmósfera superior.

3.4. Relación entre los circuitos DC y AC

Matemáticamente, el circuito DC puede considerarse como el modo cero de las Resonancias de Schumann, pero su comportamiento no está estrictamente correlacionado con el circuito AC. Esto se debe a que los procesos que alimentan cada circuito son distintos. Mientras que el circuito DC es impulsado por corrientes de descarga en la superficie, lluvia y rayos, el AC es dominado exclusivamente por la actividad de rayos. Además, la variación diurna del circuito DC, medida a través de la curva de Carnegie, no coincide completamente con la variación de los rayos, lo que sugiere que otros procesos meteorológicos contribuyen a la modulación del circuito DC.

Por otro lado también existen diferencias en la distribución geográfica de ambos circuitos. África es la región con mayor producción de rayos, dominando tanto el análisis de días con tormentas como las observaciones satelitales ([19]). Sin embargo, el circuito DC parece estar más influenciado por la actividad en América, ya que el máximo en la curva de Carnegie ocurre a las 19:00 UT, cuando la actividad en América es mayor. En la escala anual, el circuito AC presenta un máximo en el verano del hemisferio norte, reflejando la mayor cantidad de tormentas eléctricas en esa estación.

4. Rayos volcánicos

Los rayos volcánicos son un fenómeno fascinante que combina aspectos de la física de la atmósfera y la actividad volcánica. Para seguir este capítulo pueden consultarse los artículos [3] y [18] de la bibliografía. Estos eventos ocurren durante erupciones volcánicas y se manifiestan como descargas eléctricas dentro de la columna eruptiva o cerca del respiradero volcánico. Estos rayos son una de las fuentes del campo eléctrico atmosférico y se generan a partir de mecanismos asociados a las condiciones extremas generadas por las erupciones.



Figura 12: Tormenta volcánica

La formación de rayos volcánicos se ve influenciada por varios factores. La interacción entre partículas de ceniza cargadas eléctricamente, gases volcánicos y, en algunos casos, agua o hielo en la columna eruptiva, hace que se produzca la separación de cargas. Explorar los rayos volcánicos proporciona herramientas valiosas para monitorizar erupciones y predecir riesgos asociados al transporte de ceniza en la atmósfera.

Todo el conocimiento que se tiene acerca de la electrificación de las cenizas de las columnas volcánicas proviene de siglos de observaciones anecdóticas y, en las últimas décadas, de la mejora en la instrumentación y la atención mediática. Existen varios factores que se vinculan a la observación de rayos volcánicos. Dos de los más estudiados son la aparición de tormentas volcánicas en función de la intensidad de la erupción y de la altura de la pluma. Los datos sobre la relación entre los rayos volcánicos y el índice de explosividad volcánica (VEI) muestran patrones interesantes. En un análisis de 212 erupciones con rayos en 80 volcanes, se observa que las erupciones con VEI 3, 4 y 5 tienen una proporción similar de rayos, mientras que las de VEI 6 presentan una mayor incidencia, probablemente porque son eventos más impactantes y mejor documentados. Por otro lado, las erupciones pequeñas, con VEI de 2 o menos, tienen menos reportes de rayos, lo que podría deberse a una menor frecuencia de estos o a problemas de registro (véase [18]).

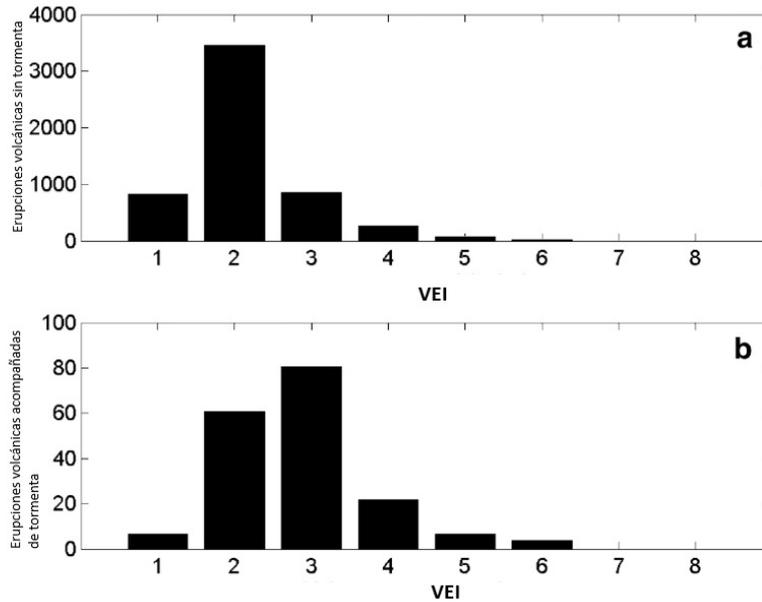


Figura 13: a) Histograma de erupciones volcánicas no acompañadas de tormenta en función del VEI. Adaptado de [18].
 b) Histograma de erupciones volcánicas acompañadas de tormenta en función del VEI. Adaptado de [18].

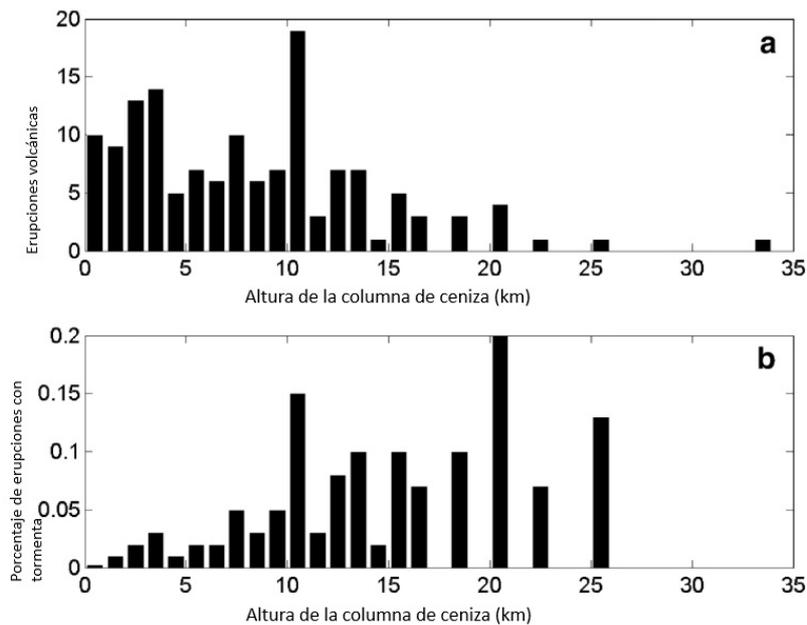


Figura 14: a) Histograma de erupciones volcánicas no acompañadas de tormenta en función de la altura de la columna de ceniza. Adaptado de [18].
 b) Histograma de erupciones volcánicas acompañadas de tormenta normalizada entre el número total de erupciones en función de la altura de la columna de ceniza. Adaptado de [18].

Cuando se analizan las alturas de las columnas de ceniza, aparece una distribución bimodal: un grupo principal entre 7 y 12 km, que coincide con la altura típica de tormentas eléctricas, y otro entre 1 y 4 km, significativamente más bajo. Las columnas más altas, en el rango de las tormentas, parecen ser más efectivas en generar rayos, mientras que las más bajas probablemente dependen de otros mecanismos de electrificación. Esto se confirma con datos instrumentales del volcán Augustine, en Alaska. Allí, una erupción con una columna de 10,5 km produjo más de 300 rayos, mientras que otra, con una columna de 3,8 km, generó apenas un rayo.

Las fotografías de rayos volcánicos también reflejan esta diferencia: las columnas bajas generan rayos cortos y poco ramificados, mientras que las altas producen rayos largos y muy ramificados. Esto sugiere que la altura y las características físicas de las columnas de ceniza tienen un papel clave en la actividad eléctrica durante las erupciones volcánicas.

Como ya se ha adelantado al principio de esta sección, existen varios mecanismos de electrificación involucrados en las erupciones volcánicas. Estudiemos a continuación algunos de estos.

4.1. Fractoelectrificación y triboelectrificación

a) Fractoelectrificación

La fractoelectrificación se trata de un mecanismo de carga que se produce durante la fractura de materiales que componen el magma. Dependiendo del tipo de material sometido a tensión, se ha observado que la fractura promueve la liberación de electrones, iones positivos, átomos neutros y radiación electromagnética, provocando así la carga de las partículas fragmentadas resultantes.

Experimentos llevados a cabo bajo condiciones de laboratorio realizados con fragmentos de piedra pómez que colisionaron y se fracturaron bajo condiciones de vacío muestran que una carga neta negativa se mantiene en partículas sólidas de silicato, mientras que una carga positiva neta se libera en forma de iones o se transporta en una muy pequeña proporción de partículas finas generadas durante la colisión. El proceso de fractoelectrificación se considera un contribuyente principal a la carga en partículas de tefra en el punto de fragmentación del magma, en el conducto volcánico y en la salida del cráter. Sin embargo, dado que la fragmentación del magma y las colisiones de partículas ocurren casi simultáneamente en el conducto volcánico, en la naturaleza es muy difícil aislar el efecto de la fractoelectrificación del resto de procesos.

b) Triboelectrificación

La triboelectrificación, también conocida como electrificación por contacto, es uno de los mecanismos más habituales de electrificación. Hay diversos modelos que explican este fenómeno, en los cuales el intercambio de cargas entre las partículas en contacto se determina por las características de sus superficies y su habilidad para ceder o aceptar electrones (es decir, su función de trabajo). La carga que cada material adquiere después del contacto depende de la diferencia entre sus funciones de trabajo.

La serie triboeléctrica predice que la carga entre partículas depende de sus diferencias en funciones de trabajo, lo que implica que partículas del mismo material no deberían electrificarse. Sin embargo, la evidencia experimental contradice esta idea, mostrando que partículas químicamente homogéneas pueden electrificarse debido al intercambio de electrones de alta energía. Este fenómeno, conocido como carga bipolar dependiente del tamaño, implica que partículas pequeñas tienden a cargarse negativamente y las grandes, positivamente. Este proceso es bastante complejo y aún no ha llegado a comprenderse del todo. Para más información pueden consultarse [2] y [29]. En ambientes volcánicos, la heterogeneidad de las partículas (vidrio, minerales, fragmentos de roca) y sus características físicas (tamaño, forma, densidad) favorecen la electrificación por colisiones.

Experimentos recientes han demostrado cómo la triboelectrificación puede generar cargas significativas en regiones de empuje de gas en plumas volcánicas, lo que podría contribuir a la generación de descargas eléctricas visibles.

Aunque la fractoelectrificación parece ser el mecanismo principal según estudios llevados a cabo en diferentes volcanes, no se descarta la contribución de la triboelectrificación. Se han llevado a cabo experimentos que han intentado diferenciar ambos mecanismos, pero no han logrado reproducir descargas eléctricas.

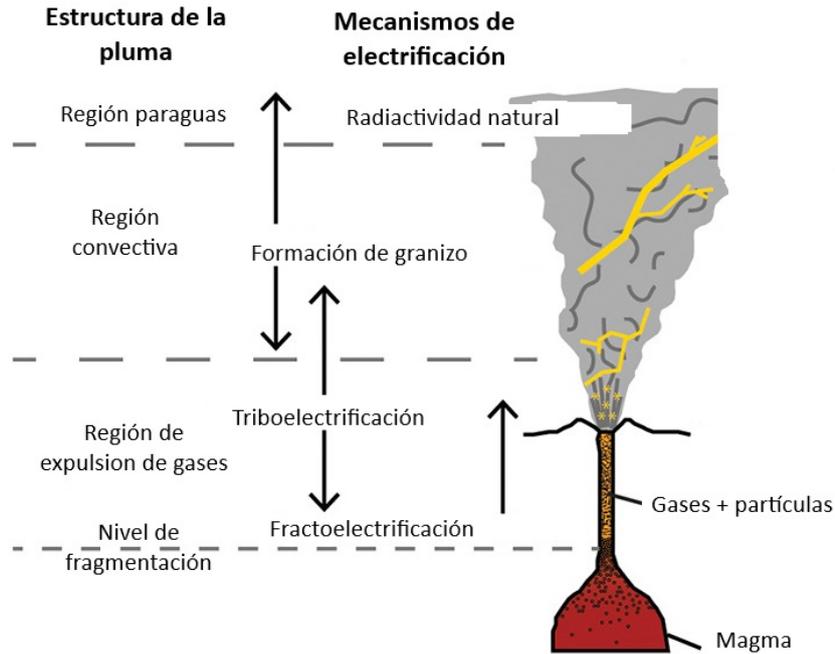


Figura 15: Representación de los diferentes mecanismos de electrificación en un volcán. Adaptado de [3].

4.2. Efecto del agua en las tormentas volcánicas

Los estudios han demostrado que uno de los factores clave en las tormentas volcánicas es la cantidad de agua existente en el magma.

Según los registros, los rayos volcánicos se distribuyen de manera uniforme en todas las latitudes, lo que contrasta con los rayos meteorológicos, cuya frecuencia disminuye significativamente a mayores latitudes debido a la menor cantidad de vapor de agua disponible en el aire más frío. Esto indica que el agua atmosférica tiene un papel secundario en la generación de rayos volcánicos.

En realidad, parece que el agua liberada directamente del magma es suficiente para alcanzar los niveles necesarios de electrificación en las plumas volcánicas. Aunque algo de vapor de agua puede ser incorporado desde la atmósfera al mezclarse con las columnas de ceniza, los datos sugieren que esta contribución no es lo suficientemente significativa como para influir en la actividad eléctrica. Por tanto, es el agua magmática la que juega un papel principal en la formación de rayos volcánicos, ya que proporciona la cantidad necesaria para que se produzca la electrificación.

4.3. Otras posibles causas de electrificación

Otro de los posibles mecanismos causantes de la generación de carga durante los procesos de erupción volcánica es la carga causada por la desintegración radiactiva de radioisótopos naturales (U, Th, K), presentes en los componentes sólidos de la tefra y en gases como el radón. Este mecanismo es mucho menos significativo que los anteriores, pero en algunas de las erupciones se han encontrado niveles de radiactividad superiores a los habituales.

Otro mecanismo es la carga fotoeléctrica. Aquí, los electrones son liberados de partículas sólidas al ser excitados por radiación ultravioleta. Este proceso es más relevante en condiciones de vacío, como en el espacio, y tiene menos impacto en sistemas volcánicos terrestres.

5. Mediciones desde la superficie terrestre

5.1. Detección de rayos

Los datos acerca de la actividad de los rayos y relámpagos están altamente relacionados con la intensidad de las tormentas. Es por eso, que conocerlos permite la temprana predicción de posibles fenómenos meteorológicos extremos como granizo, lluvias torrenciales y tornados.

5.1.1. Técnicas de detección por dirección del campo magnético

El sensor de detección de rayos basado en la técnica de localización por dirección del campo magnético funciona mediante el uso de dos lazos de alambre dispuestos perpendicularmente, uno orientado en la dirección norte-sur (NS) y otro en la dirección este-oeste (EW). Estos lazos detectan las variaciones del campo magnético generado por la corriente de un rayo, permitiendo determinar la dirección de la descarga eléctrica en función de la señal captada en cada uno. Más información acerca de lo que se relata sobre este aparato puede encontrarse en la referencia [30].

Cuando un rayo nube-tierra ocurre, la corriente del canal de retorno genera un campo magnético que forma círculos concéntricos alrededor de la descarga, según la regla de la mano derecha. Al inducirse un voltaje en los lazos del sensor, cada uno de ellos responde de manera diferente dependiendo de la dirección del rayo. Si el rayo está alineado con el eje de un lazo, el voltaje inducido en ese lazo será mínimo (cercano a cero). Si el rayo está en la dirección perpendicular a un lazo, la señal inducida será máxima. La relación entre las señales detectadas en ambos lazos permite calcular el ángulo de la descarga respecto al norte mediante la función tangente, ya que el voltaje en el lazo este-oeste varía como el seno del ángulo de azimut, mientras que en el lazo norte-sur varía como el coseno.

Antes del radar meteorológico, la detección de rayos mediante dirección magnética fue clave para identificar tormentas eléctricas. En los años 1920, Watson-Watt y Herd desarrollaron detectores de banda estrecha basados en antenas de cuadro, sintonizadas en frecuencias cercanas a 10kHz, utilizadas ampliamente hasta la Segunda Guerra Mundial. Un ejemplo de esto fue la red de detección británica, que cubría desde el Reino Unido hasta el norte de África.

Estos detectores tenían limitaciones importantes, como errores angulares de hasta 10° cuando las distancias eran inferiores a 200km, causados por ramificaciones del rayo y reflexiones ionosféricas. También eran sensibles a interferencias electromagnéticas externas. Para solucionar estos problemas, en los años 1970 se desarrollaron sensores de banda ancha con muestreo selectivo, que captaban solo el campo magnético en los primeros microsegundos de la descarga de retorno. Esto redujo errores de polarización e interferencias, mejorando la precisión a aproximadamente 1° .

La localización de rayos se realiza combinando mediciones de múltiples sensores mediante triangulación. Con al menos dos sensores se puede estimar la ubicación de la descarga, pero con tres o más se mejora la precisión mediante técnicas de ajuste por mínimos cuadrados. Redes modernas, como la North American Lightning Detection Network (NALDN), combinan detección por dirección magnética y tiempo de llegada para una mayor exactitud.

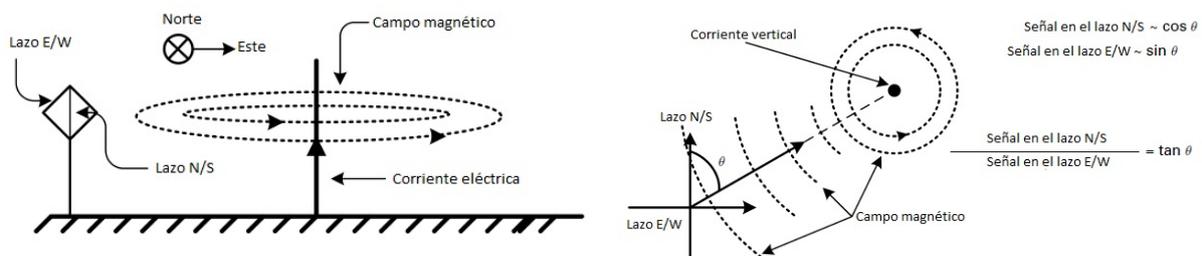


Figura 16: Representación del fundamento teórico de la antena de cuadro. Adaptado de [30].

5.1.2. Técnicas de detección por tiempo de llegada

La técnica de Tiempo de Llegada (TOA) permite localizar descargas eléctricas atmosféricas midiendo el tiempo exacto en que una señal electromagnética generada por un rayo llega a múltiples sensores distribuidos geográficamente. A partir de estas mediciones, se calcula la ubicación del rayo mediante triangulación basada en diferencias temporales (véase [30]).

Cuando un rayo ocurre, genera una onda electromagnética que se propaga a la velocidad de la luz en todas direcciones. Esta señal puede ser captada por sensores de TOA instalados en distintas ubicaciones, que registran con gran precisión el instante en que la señal llega a cada uno de ellos. Cada sensor mide el tiempo t_i en que recibe la señal, pero el instante exacto en que el rayo emitió la señal, t_0 , es desconocido, lo que complica la localización directa.

Para determinar la ubicación del rayo, se emplean diferencias de tiempo de llegada entre pares de sensores. Si se tienen dos sensores, la diferencia de tiempos define una hipérbola, que representa todos los puntos en los que la descarga pudo haber ocurrido para que se cumpla esa diferencia de tiempos. Con tres sensores, se obtienen dos hipérbolas, que se cruzan en dos puntos posibles (uno real y otro erróneo). Para una ubicación única y precisa, se necesitan cuatro sensores, lo que permite calcular tres diferencias de tiempo y encontrar la intersección exacta de las tres hipérbolas.

Si los sensores están sincronizados mediante un sistema de tiempo absoluto (como GPS), es posible aplicar un modelo matemático basado en la minimización de errores por mínimos cuadrados. Esta técnica optimiza la estimación del tiempo de emisión t_0 y la ubicación del rayo, reduciendo errores de medición.

Los sistemas TOA han evolucionado desde sus primeras implementaciones en 1960 hasta redes avanzadas que combinan detección magnética y análisis temporal. Inicialmente, la primera red TOA operaba con cuatro estaciones separadas más de 100km en frecuencias de 4-45kHz, permitiendo ubicar descargas en Europa. En los años 80, el Servicio Meteorológico Británico modernizó su red de detección magnética (MDF) a TOA, operando en 2-18kHz con una precisión de 2-20km.

El primer sistema comercial LPATS (*Lightning Positioning and Tracking System*) surgió en los 80, utilizando estaciones separadas 200-400km y sincronización mediante GPS. Luego, los sistemas TOA de banda ancha mejoraron la detección de descargas nube-tierra en frecuencias de hasta cientos de kHz, como en la *North American Lightning Detection Network* (NALDN).

Actualmente, los sistemas TOA de alta frecuencia (VHF) permiten mapear la estructura interna del rayo en 30-300MHz, rastreando el movimiento de las guías dentro de la nube. Ejemplos avanzados incluyen el *Lightning Mapping Array* (LMA) de New Mexico Tech y el *Lightning Detection and Ranging* (LDAR) de la NASA.

Existen también redes de detección gestionadas por aficionados, cuyas mediciones en tiempo real que resultan muy precisas como por ejemplo *Lightning Maps*, cuya información se encuentra disponible en la fuente citada en [16].

5.2. Medición del campo eléctrico atmosférico

Además de mecanismos para la detección de rayos, existen muchas herramientas que permiten medir la magnitud del campo eléctrico atmosférico. A continuación se detalla el funcionamiento de algunas de las más conocidas cuya información puede ampliarse utilizando la referencia citada en [32].

5.2.1. Electrómetros

Los aparatos usados para tomar medidas relativas a la electricidad atmosférica se denominan *electrómetros*, y aun que sigan existiendo muchas cuestiones sin resolver acerca de todo lo que concierne al campo electrostático de la atmósfera, actualmente pueden encontrarse electrómetros muy baratos y sencillos de construir gracias a la enorme variedad de circuitos electrónicos de la que se dispone.

El electrómetro mide la diferencia de potencial entre un punto de referencia y un sensor. Éste, se conecta a una fuente de alimentación y un sistema de registro para almacenar las mediciones. Durante tormentas, los electrodos detectan cambios rápidos de polaridad y variaciones bruscas en el campo eléctrico causadas por descargas eléctricas. Para mejorar la precisión en estas condiciones, se recomienda ajustar la sensibilidad del circuito e incorporar una red RC para aumentar la constante de tiempo y suavizar las

variaciones bruscas.

Lo más habitual es conectar el electrómetro a una antena, las cuales puede ser de diversa naturaleza:

- **a) Antena de disco:** Este tipo de antena consiste en colocar un disco conductor a una determinada altura del suelo. Este disco conductor, adquirirá una carga y alcanzará un potencial de un valor muy próximo al del campo electrostático atmosférico a esa altura.
- **b) Antena de látigo:** Esta es un tipo de antena que se coloca de forma vertical y está conectada al electrómetro. Los valores del campo que lee esta antena son difíciles de interpretar pues al posicionarse esta de forma vertical lee valores del campo correspondientes a distintas alturas.
- **c) Antena de látigo con sonda radiactiva:** Es en esencia similar a la anterior, con la diferencia que tiene una fuente de partículas alfa en la punta. Estas partículas ioniza el aire, aumentando así su conductividad en las zonas cercanas a la fuente. Esto mejora la precisión de las medidas del potencial en función de la altura y es precisamente lo que permite medir la componente estática del campo.
- **d) Antena de cable largo:** Se colocan cables conductores largos a ciertas alturas del suelo pre-determinadas. Este procedimiento proporciona lecturas bastante precisas del potencial.

5.2.2. Molino de campo eléctrico

El molino de campo eléctrico es un dispositivo utilizado para medir el campo eléctrico basado en el principio de inducción electrostática. Su funcionamiento se basa en la exposición periódica de electrodos al campo eléctrico a medir, lo que genera una señal alterna que puede amplificarse y analizarse. El dispositivo puede tener uno o dos electrodos, los cuales rotan dentro del campo eléctrico o se exponen de manera intermitente mediante el uso de aspas o discos rotatorios.

Existen dos tipos principales de molinos:

- **Molino cilíndrico:** Está compuesto por dos mitades cilíndricas aisladas eléctricamente. Un motor eléctrico rota estos cilindros dentro del campo eléctrico. Alternativamente, los cilindros quedan expuestos a la dirección positiva y negativa del campo, generando una señal alterna. Su ventaja es que, si está fijado en una posición, puede determinar la dirección del campo eléctrico mediante la medición del desfase de la señal alterna respecto a la orientación del campo.
- **Molino de obturador rotatorio:** Consiste en un electrodo estacionario expuesto periódicamente al campo eléctrico mediante un disco rotatorio conectado a tierra. Otra variante usa una cubierta estacionaria conectada a tierra con un disco rotatorio como electrodo. Este tipo de molino debe apuntar directamente a la fuente del campo eléctrico para obtener una lectura máxima, lo que lo hace útil para detectar cargas estáticas en laboratorios.

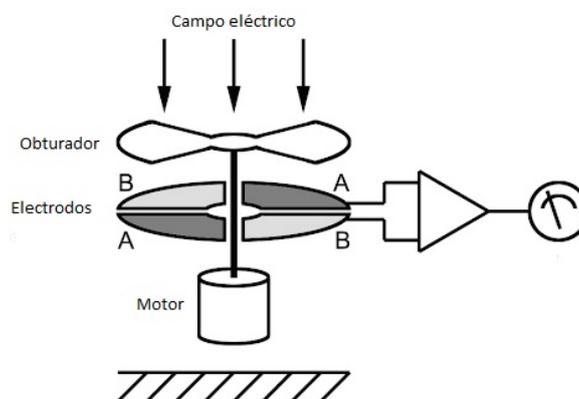


Figura 17: Figura esquemática de un molino de obturador rotatorio. Adaptado de [5]

6. Mediciones desde el espacio: satélite GOES-R GLM

En muchos casos se utilizan datos sobre la actividad de los rayos en tiempo real desde estaciones meteorológicas y antenas situadas sobre la superficie de la tierra. Sin embargo, este tipo de mediciones carece de uniformidad y en muchos casos sus datos no son suficientes para los propósitos de este tema de estudio. Esta fue la principal motivación para comenzar a plantearse mediciones desde satélites geostacionarios: GLM (de sus siglas en inglés, *Geostationary Lightning Mapper*). El GLM es un radar que viaja a bordo de los satélites GOES-R y monitoriza en tiempo real toda la actividad de rayos y relámpagos que se da en el hemisferio oeste. Toda la información recogida en este capítulo puede encontrarse en las referencias [8], [9], [11], [25] y [31].

6.1. Satélite GOES-R

El satélite GOES-R, lanzado en noviembre de 2016, es el primero de una nueva generación de satélites geostacionarios diseñados para revolucionar la monitorización meteorológica y ambiental. Operado por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) en colaboración con la NASA, este satélite forma parte de la serie Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES), reconocidos por su papel crucial en la observación continua del clima y el tiempo en el hemisferio occidental.

Ubicado en una órbita geoestacionaria a aproximadamente 35,800 kilómetros sobre la superficie de la Tierra, GOES-R está diseñado para permanecer fijo con respecto a un punto específico en el planeta. Esto le permite monitorizar de forma constante fenómenos meteorológicos, oceánicos y terrestres, a la vez que proporciona datos en tiempo real. Los satélites de la serie GOES se lanzan por pares, uno para cubrir el este y el otro el oeste. En este caso podemos encontrar uno situado a $75,2^{\circ}\text{W}$ y el otro a $137,2^{\circ}\text{W}$ ([10]).

El GOES-R no solo es una herramienta fundamental para la monitorización meteorológica, sino que también desempeña un papel clave en el estudio de la aeronomía, la calidad del aire y otros fenómenos ambientales, convirtiéndose así en un salto tecnológico en la vigilancia del sistema terrestre. Este satélite recoge también datos que son esenciales para la protección de vidas y bienes, así como para la investigación científica en campos tan diversos como la meteorología, la climatología y la electricidad atmosférica.

Entre las innovaciones que distinguen a GOES-R de otros satélites geostacionarios están los siguientes instrumentos integrados en el mismo:

- **Advanced Baseline Imager (ABI):** Se trata de una cámara multiespectral que captura imágenes de alta resolución del clima, el suelo y los océanos, con una resolución temporal y radiométrica significativamente superiores a los sensores de la generación anterior a GOES-R. El ABI observa la Tierra con 16 bandas espectrales diferentes (en comparación con las cinco de la generación anterior de los satélites GOES), incluyendo dos canales en el espectro visible, cuatro en el infrarrojo cercano y diez en el infrarrojo.
- **Instrumentos de clima espacial:** Son diferentes instrumentos que incluyen sensores para medir partículas cargadas, rayos X y ultravioleta extremo, entre los cuales se encuentran el SEISS (*Space Environment in Situ Site*) y el SUVI (*Solar Ultraviolet Imager*). Resultan muy útiles para monitorizar el clima espacial.
- **Geostationary Lightning Mapper (GLM):** Es el primer sensor geostacionario dedicado a monitorizar rayos. Proporciona datos sobre rayos intranube y nube-tierra, mejorando el pronóstico de tormentas severas.

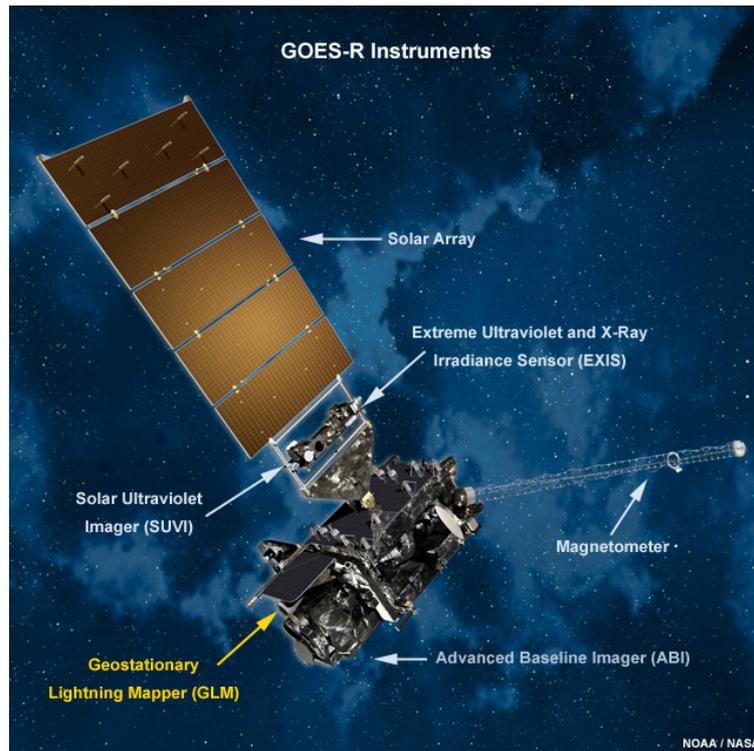


Figura 18: Imagen del satélite GOES-R y sus componentes. Adaptado de [11]

6.2. Historia de la detección espacial de rayos y beneficios del GLM

EL GLM debe sus orígenes a las misiones que comenzaron en el año 1995 cuando la NASA lanzó el OTD, (de sus siglas en inglés, *Optical Transient Detector*) a bordo del satélite *MicroLab-1*, que viajaba en la órbita polar terrestre. El OTD permitió obtener las primeras imágenes en alta resolución sobre la actividad de los rayos. Esto reafirmó la necesidad de monitorizar la actividad de los rayos desde detectores en el espacio para entender con mayor profundidad los procesos atmosféricos y de precipitación. El OTD confirmó que la proporción de rayos que cae sobre la superficie continental es mayor a la que cae sobre el océano.

Dos años más tarde la NASA lanzó LIS (de sus siglas, *Lightning Imaging Sensor*) a bordo del satélite *TRMM*, también orbitando en la zona baja, que complementaba las observaciones que tomaba el OTD. Las observaciones del LIS permitieron confirmar la relación existente entre las tormentas eléctricas y la fuerza de las corrientes convectivas ascendentes.

Sin embargo, las mediciones llevadas a cabo por detectores que se encuentran en la órbita polar terrestre únicamente permiten tomar datos de cada área dos veces al día. Esto llevó a tener en cuenta la necesidad de tener detectores geostacionarios que pudieran monitorizar la actividad las 24 horas del día. Además, este tipo de satélites geostacionarios no solo cubriría completamente toda su zona de alcance geográfico sino que también permitiría observar el ciclo de vida completo de las tormentas eléctricas.

El GLM a bordo del GOES-R mide continuamente la actividad de rayos y relámpagos, tanto intranubiosos como los que llegan al suelo. El continuo flujo de datos que provee el GLM lo convierte en una herramienta muy potente que ayuda a mejorar en las predicciones meteorológicas, y proporciona soporte en las siguientes actividades:

- Detectar, seguir y monitorizar el proceso de intensificación de las tormentas.
- Predecir la formación de tornados, granizo, reventones e inundaciones repentinas.
- Proveer de alertas de impactos de rayos en la tierra antes de que se produzcan
- Mejorar la exactitud en algoritmos para predecir huracanes.

- Aumentar y mejorar la calidad de información en tiempo real acerca de fenómenos peligrosos para el uso de los servicios de emergencia.
- A largo plazo, estudiar la variación de las condiciones de las tormentas eléctricas en relación con condiciones climáticas y regionales distintas.

La información obtenida por el GLM se complementa con aquella que se obtiene gracias a radares y sensores distribuidos sobre la superficie de la tierra como por ejemplo el *Lightning Map Array* (LMA) (véase [15]). El LMA es una red de sensores terrestres distribuidos en Estados Unidos que consta de constas de antenas de frecuencia muy alta (VHF), receptores GPS y sistemas de procesamiento que miden la ubicación, el tiempo y la estructura de los rayos. Su resolución espacial horizontal es de aproximadamente 6-12 metros, la vertical de unos 20-30 metros y su extensión espacial es de alrededor de 200 km desde el centro de la red. Su frecuencia de muestreo típica es de 10 μ s, con una precisión del 95 % dentro de los 100 km de la red.

6.3. La detección del GLM

El GLM es, como se ha mencionado antes, uno de los instrumentos integrados en el satélite GOES-R, que sirve para monitorizar la actividad eléctrica de la atmósfera. Éste es capaz de detectar tanto los rayos que van desde la nube hasta la superficie de la tierra como los que ocurren en el interior de las nubes. Dentro de sus capacidades y características se pueden destacar las siguientes:

- Cobertura completa de EEUU, Centro América y Sudamérica.
- Cobertura continua las 24h desde la órbita geostacionaria.
- Mediciones de la actividad total de los rayos, tanto de aquellos que alcanzan la tierra como los intranubosos, aunque no es capaz de distinguir entre ellos.
- Ritmo de muestreo y refrescado de los datos de 2 milisegundos.
- Latencia de 20 segundos desde la recogida de datos hasta que el usuario dispone de ellos.
- Resolución espacial desde 8km justo debajo del satélite hasta 14km en el límite del alcance.
- Más de un 70 % de eficiencia tanto de día como de noche, y un 5 % de falsas detecciones.

A continuación, se da una breve explicación para poder entender cómo detecta y clasifica los rayos este sensor, cuya información se encuentra recogida en [11] y [12]. El GLM es capaz de recoger datos cada 2 milisegundos. Cada destello en un rayo está formado por varios pulsos ópticos, que es lo que el GLM puede medir a través de su sensor CCD. Es por eso que los investigadores y desarrolladores del GLM establecieron unos criterios espaciales y temporales para reunir aquellos eventos que consideran que están relacionados y asignarlos a un mismo destello. Esto funciona como sigue:

- Primero de todo, se divide la superficie de observación en celdas de 8km, llamadas *pixeles*. Se define entonces un evento como la detección de todos los pulsos ópticos que son detectados en un mismo pixel por cada vez que se recogen datos.
- Después, se asignan a un mismo *grupo* los eventos que ocurren simultáneamente y en pixeles adyacentes. Pueden existir destellos, que al tener múltiples pulsos pueden ser asignados a diversos grupos.
- Por último, los grupos se clasifican en *destellos*. Dos grupos pertenecen a un mismo destello si ocurren con una diferencia de 330 milisegundos y separados a una distancia de 16.5km. Dada la resolución del GLM, dos grupos pertenecerán a un mismo destello si se encuentran separados como máximo a dos píxeles de distancia.

Estos destellos forman parte del conjunto de datos que toma el GLM en directo y que se actualiza cada 20 segundos.

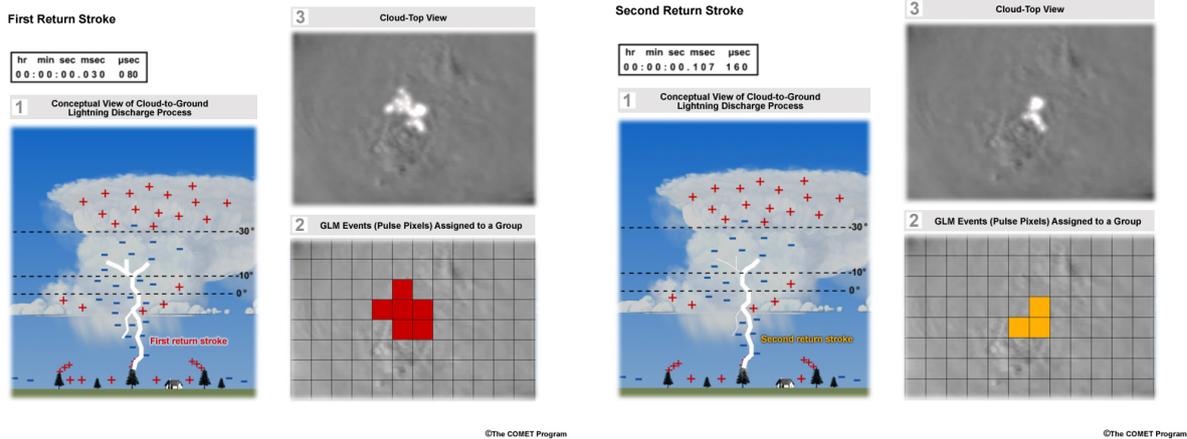


Figura 19: A la izquierda, representación de un grupo, correspondiente a la primera descarga. Adaptado de [11]. En la derecha, representación de un grupo, correspondiente a la segunda descarga. Adaptado de [11].

En estas dos figuras podemos ver representada la forma de detección del GLM de descargas eléctricas en nubes. Cada una de las imágenes hace referencia a una descarga diferente. Las imágenes de la esquina inferior derecha de cada una de las figuras muestran cada píxel como un cuadrado y en rojo o amarillo los eventos detectados. Toda la zona coloreada, en cada uno de los casos, se corresponde con un grupo, ya que está formada por eventos que ocurren simultáneamente en píxeles adyacentes.

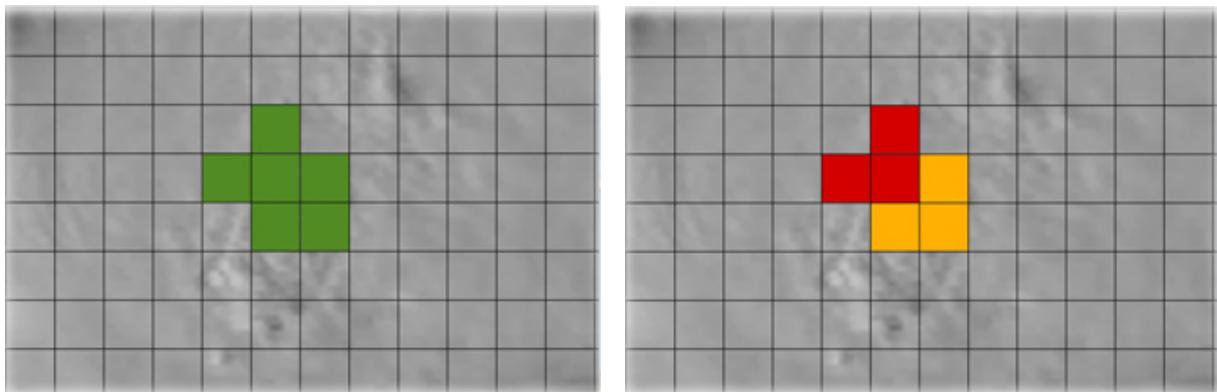


Figura 20: A la izquierda, representación de un destello. Adaptado de [11]. A la derecha, un destello, formado por dos grupos. Adaptado de [11].

En estas imágenes de arriba puede verse cómo los dos grupos mostrados antes, forman un único destello.

La detección de destellos que proporciona el GLM es usada en diferentes productos derivados que sirven para monitorizar la intensificación de las tormentas y su ciclo de vida. Estos productos ayudan a identificar los núcleos de tormenta más activos. El histórico de datos recogido mediante el GLM puede ayudar a identificar tendencias en la detección de destellos que concluyeron en fenómenos meteorológicos extremos. Además, como se ha mencionado antes, a pesar de no hacer la distinción entre los tipos de destellos sí que es capaz de detectar las descargas intranubosas, que a menudo son precursoras de fuertes tormentas y que no se pueden detectar mediante otros radares.

6.3.1. Productos derivados del GLM

El GLM genera archivos cada 20 segundos con información detallada sobre rayos, incluyendo eventos, grupos y destellos. Sin embargo, estos datos se almacenan como puntos individuales, lo que limita la

representación de su extensión espacial. Para solucionar esto, se han desarrollado lo que se denominan productos en rejilla, que conservan la huella espacial de los rayos y reducen drásticamente el tamaño de los archivos, facilitando su uso y visualización.

La Universidad Tecnológica de Texas, mediante la financiación otorgada por el programa GOES-R, ha desarrollado estos productos alineando los datos latitud y longitud del GLM con la cuadrícula fija de 2×2 km del anteriormente mencionado Advanced Baseline Imager (ABI). Para ello, se ajustan las coordenadas de los eventos, se generan polígonos y se procesan los datos a nivel de eventos, grupos y destellos. Esto mejora la precisión y elimina errores derivados de la estimación de la altura de las nubes. La información acerca de estos productos y parámetros puede encontrarse en las referencias [25] y [31] de la bibliografía.

a) Flash Extent Density (FED)

El primer producto que será implementado por el Servicio Nacional de Meteorología de Estados Unidos es el llamado *Flash Extent Density*. El producto de densidad de destellos por área, o FED, del GLM cuantifica la cantidad total de destellos de rayos, tanto nube a tierra como intranube o internube, que ocurre en cualquier cuadrícula de 2×2 km de la malla durante un intervalo de tiempo predefinido, que suele ser de 1, 5 o 15 minutos. El producto FED muestra la cantidad y el alcance o la extensión de los destellos detectados por el GLM y es el producto por excelencia para la detección de rayos totales.

b) Minimum Flash Area (MFA)

El Área Mínima de Destello (MFA) es un parámetro que informa sobre el tamaño mínimo de cualquier destello GLM que se superpone con cada celda de la cuadrícula de 2×2 km durante un período de tiempo especificado. Los valores de MFA van desde un mínimo de 1 píxel GLM (64 km^2) hasta miles de km^2 . Gracias al MFA se conoce, por ejemplo, que los núcleos de tormentas en crecimiento suelen producir destellos más pequeños y frecuentes.

c) Total optical energy (TOE)

Es la suma de toda la energía óptica que el GLM detecta dentro de cada celda de la cuadrícula durante un período de tiempo específico. TOE se mide en femtojulios (fJ; 10^{-15} J), con valores que van desde decimales para los destellos más débiles hasta más de 1000 fJ en regiones con múltiples destellos brillantes. No existe ningún otro instrumento que proporcione esta información, lo que lo convierte en una herramienta innovadora para los trabajos de predicción meteorológica. Éste, permite identificar tormentas que se intensifican o debilitan además de proporcionar información relevante que ayuda a analizar la amenaza de rayos nube-tierra.

d) Average Flash Area (AFA)

El *Average Flash Area* o de su traducción, Área Promedio de Destellos, es el área promedio de todos los destellos GLM que coinciden espacialmente con cada celda de la cuadrícula de 2×2 km durante un período de tiempo especificado. El AFA tiene unidades de km^2 , con valores que van desde un mínimo de 1 píxel o 64 km^2 hasta varios miles de km^2 para las regiones con destellos estratiformes extensivos. Este parámetro permite distinguir distintos tipos de tormentas. Rayos con AFA pequeño (destellos compactos) suelen estar asociados con tormentas severas y tornados, mientras que rayos con AFA grande se relacionan con sistemas convectivos. AFA y TOE complementan la densidad de extensión de destellos (FED) para maximizar la información proporcionada por el GLM.

e) Densidad de eventos

Es similar a la densidad de extensión de grupos, pero a un nivel más detallado. Éste es un producto que mide la cantidad de eventos de luz detectados en una zona específica. Muestra con qué frecuencia cada parte de una nube es iluminada por un rayo. Existen otros dos productos similares: densidad de grupos y densidad de destellos. La información proporcionada es parecida, pero el nivel de detalle es máximo para la densidad de eventos. Éste sirve para monitorizar un aumento en la actividad eléctrica y ver cómo las descargas eléctricas se distribuyen dentro de la nube.

f) Average Group Area (AGA)

Similar al AFA pero para grupos. Su traducción al castellano sería Área Promedio de Grupo y ayuda a identificar estructuras más pequeñas dentro de las tormentas. Gracias a esto se ha observado que los grupos grandes de rayos tienen mayor probabilidad de alcanzar el suelo.

g) *Densidad de centroides de destellos*

Se utiliza para medir la ubicación de los puntos centrales de los destellos. Es similar a algunos productos de detección de rayos terrestres. Éste facilita la comparación entre datos de redes terrestres y satelitales y permite calcular la tasa total de destellos en una región.

h) *Densidad de centroides de grupos*

Su fundamento es similar al producto de densidad de centroides de destellos, aplicado a los grupos. Es equivalente a los productos de densidad de trazos de redes terrestres y ayuda en la transición entre datos terrestres y satelitales. En redes terrestres, los rayos se dividen en trazos individuales. En el GLM, cada trazo equivale aproximadamente a un grupo de eventos ópticos. Así, se consigue calcular la tasa total de pulsos ópticos.

i) *Calidad del producto*

Se trata de un conjunto de parámetros y mediciones cuyo objetivo es proporcionar información sobre la calidad de los datos, incluyendo indicadores de calidad a nivel de eventos, grupos y destellos. Se usa para identificar regiones afectadas por reflejos indeseados en el sensor o saturaciones del CCD. Ayuda a la interpretabilidad de los datos recogidos por el GLM.

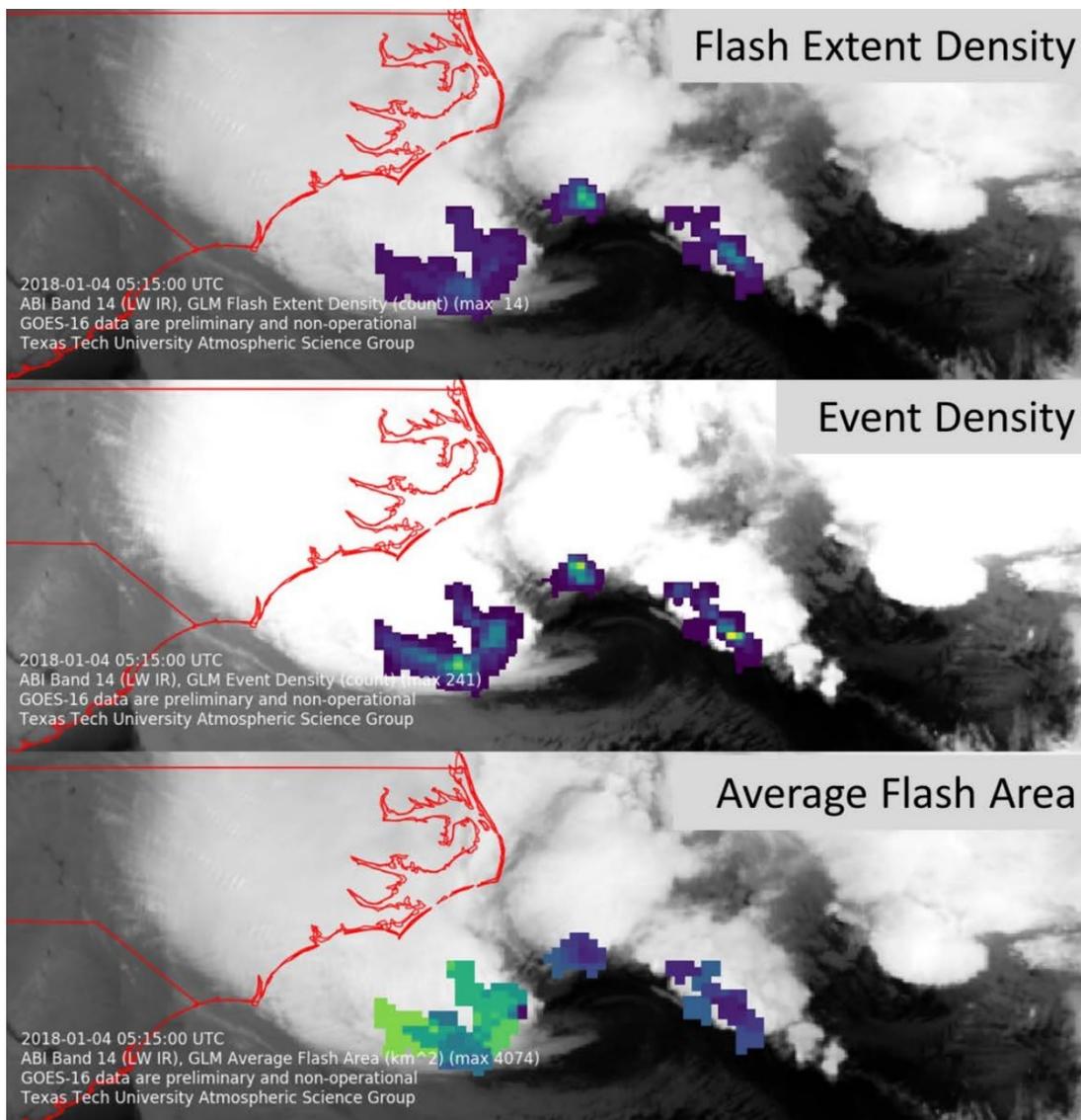


Figura 21: Imágenes de los productos FED, densidad de eventos y del parámetro AFA medido con el GLM. De [25].

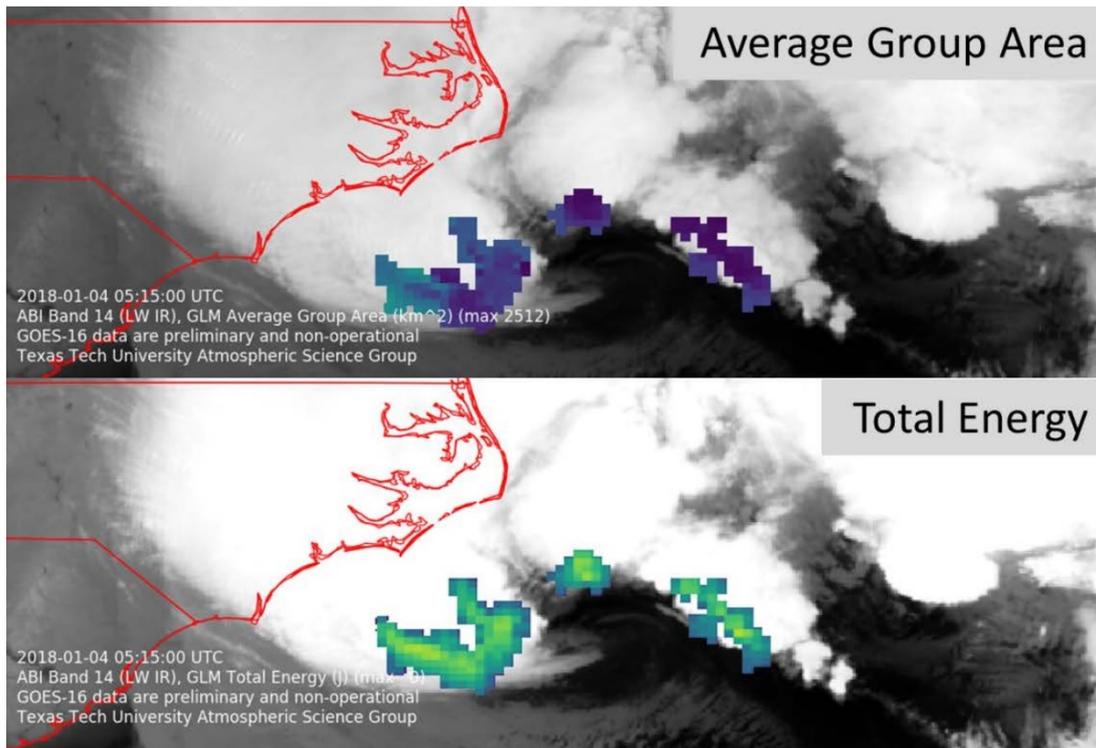


Figura 22: Imágenes del parámetro AGA y el producto TOE del GLM. De [25].

Bibliografía

- [1] T.H.M. Arts y W.K. Kegel. *Enlightning Physics: The Physics of Lightning*. Debye Institute, Utrecht University, 2002.
- [2] S. et al. Chen. “Irreversible Charging Caused by Energy Dissipation from Depinning of Droplets on Polymer Surfaces”. En: *Physical Review Letters* (2025).
- [3] C. Cimarelli y K. Genareau. “A review of volcanic electrification of the atmosphere and volcanic lightning”. En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 422 (2022), p. 107449. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107449>.
- [4] *El fuego divino de San Telmo: un espectáculo de la naturaleza que inspira mitos y leyendas*. URL: https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/fuego-divino-san-telmo-espectaculo-naturaleza-que-inspira-mitos-leyendas_19859.
- [5] *Electric Field Mill*. URL: <http://a-tech.net/ElectricFieldMill/>.
- [6] L. García de Pedraza y J. García Vega. “Las nubes como indicadores del tiempo”. En: *Hojas Divulgadoras del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación* ().
- [7] R. Giles Harrison. “The Carnegie Curve”. En: *Surveys in Geophysics* 34 (2012), pp. 209-232. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10712-012-9210-2>.
- [8] *GOES instruments: Advanced Baseline Imager (ABI)*. URL: <https://www.goes-r.gov/spacesegment/abi.html>.
- [9] *GOES instruments: Geostationary Lightning Mapper (GLM)*. URL: <https://www.goes-r.gov/spacesegment/glm.html>.
- [10] *GOES-R Data Book*. NOAA-NASA, 2019.
- [11] *GOES-R GLM: Introduction to the Geostationary Lightning Mapper*. 2014. URL: https://www.meted.ucar.edu/goes_r/glm/index.htm.
- [12] S. Goodman et al. “GLM Lightning Cluster-Filter Algorithm”. En: *NOAA NESDIS Center for Satellite Applications and Research* (2012).
- [13] *Köhler Theory*. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/K%C3%B6hler_theory.
- [14] *La Gran Niebla de Londres: una semana de ceguera y toxicidad*. URL: <https://www.nationalgeographic.es/historia/la-gran-niebla-de-londres-una-semana-de-ceguera-y-toxicidad>.
- [15] *Lightning Map Array*. URL: <https://impact.earthdata.nasa.gov/casei/instrument/LMA/>.
- [16] *Lightning Maps*. URL: <https://www.lightningmaps.org>.
- [17] C. Liu, Z. Meng y T. Xia. “A Categorization of the Global Fair-weather Electric Field According to Position and Weather Conditions”. En: *2024 International Conference on Ecological Protection and Environmental Chemistry (EPEC 2024)* (2024). DOI: <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202455303014>.
- [18] S. R. McNutt y E. R. Williams. “Volcanic lightning: Global observations and constraints on source mechanisms”. En: *Bulletin of Volcanology* 72 (2010), pp. 1153-1167. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0393-4>.
- [19] G. R. North, F. Zhang y J. Pyle. *Encyclopedia of Atmospheric Science*. Elsevier, 2015.
- [20] J. Pelkowski. “Los albores de la electricidad atmosférica en las calendas de Benjamin Franklin”. En: *Meteorología Colombiana* 10 (2006).
- [21] C. Price. “ELF Electromagnetic Waves from Lightning: The Schumann Resonances.” En: *Atmosphere* 7 (2016). DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos7090116>.
- [22] V. A. Rakov y M. A. Uman. *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press, 2003.
- [23] *Revista de divulgación del Instituto de Astrofísica de Andalucía: ELECTRICIDAD ATMOSFÉRICA: PASADO, PRESENTE Y FUTURO*. URL: <https://revista.iaa.es/content/electricidad-atmosf%C3%A9rica-pasado-presente-y-futuro>.
- [24] R. R. Rogers. *Física de las nubes*. Editorial Reverté, 1977.
- [25] S. Rudlosky y E. Bruning. “GLM Gridded Product Description”. En: *NOAA VLab documents* (2018).

- [26] C. Saunders. “Charge Separation Mechanisms in Clouds”. En: *Space Science Reviews* 137 (2008), pp. 335-353. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11214-008-9345-0>.
- [27] *Severe weather 101: Lightning basics*. URL: <https://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/lightning/>.
- [28] *Severe weather 101: Thunderstorm basics*. URL: <https://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/thunderstorms/>.
- [29] J.C. Sobarzo, F. Pertl y D.M. et al Balazs. “Spontaneous ordering of identical materials into a triboelectric series”. En: *Nature* 638 (2025). DOI: <https://doi.org/10.1038/s41586-024-08530-6>.
- [30] M. A. Uman. *The Art and Science of Lightning Protection*. Cambridge University Press, 2015.
- [31] *Uso de los productos del GLM del GOES-R y las observaciones en superficie para una mayor conciencia de la actividad de rayos*. URL: https://www.meted.ucar.edu/satmet/glm_applications_es/navmenu.php?tab=1&page=1-0-0&type=flash.
- [32] L. Wahlin. *Atmosferic Electrostatic*. Research Studies Press, 1989.
- [33] J. M. Wallace y P. V. Hobbs. *Atmosferic Science: An introductory survey*. Elsevier, 2006.