

ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 6. MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS DE DETECCIÓN DE RAYOS	723
6.1 Introducción	723
6.2 Descargas de rayos	723
6.2.1 Tipos, procesos y parámetros de los rayos	723
6.2.2 Huella electromagnética de los rayos	726
6.2.3 Glosario de términos	730
6.3 Principios de localización de rayos	731
6.3.1 Generalidades	731
6.3.2 Radiogoniometría de campo magnético	732
6.3.3 Técnica del tiempo de llegada	734
6.3.4 Interferometría	735
6.4 Características de funcionamiento	735
6.5 Ejemplos de sistemas modernos de localización de rayos	737
6.5.1 Sistema de cartografía de rayos, 60 a 66 MHz	737
6.5.2 Red Nacional de Detección de Rayos de Estados Unidos, 400 Hz a 400 kHz. . .	738
6.5.3 Red de detección de rayos, 1 a 200 kHz	739
6.5.4 Red de localización precisa de Estados Unidos, 1,5 a 400 kHz	739
6.5.5 Red de detección total de rayos de Earth Networks, 1 Hz a 12 MHz	740
6.5.6 Red mundial de detección de rayos, 6 a 18 kHz	740
6.5.7 Conjunto Mundial de Datos de Rayos, VLF	741
6.5.8 Red de detección mediante diferencias de tiempo de llegada	741
6.6 Utilización de los sistemas de localización de rayos por los servicios meteorológicos. .	741
6.6.1 Reconocimiento de tormentas y alertas de condiciones meteorológicas extremas	742
6.6.2 Predicción inmediata, predicción y productos derivados	742
6.6.3 Rayos y clima	743
6.6.4 Verificación de los daños en tierra causados por rayos	744
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA	745

CAPÍTULO 6. MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS DE DETECCIÓN DE RAYOS

6.1 INTRODUCCIÓN

Hay muchos procesos físicos individuales en los relámpagos en las nubes y al suelo. Cada uno de estos procesos está asociado con campos eléctricos y magnéticos específicos. Se sabe que los rayos emiten energía electromagnética significativa en radiofrecuencias que van de menos de 1 Hz a casi 300 MHz, con un máximo en el espectro de frecuencias de aproximadamente 5 a 10 kHz en el caso de rayos a distancias de más de unos 50 km. Además, la radiación electromagnética proveniente de los rayos puede detectarse a frecuencias aún mayores, por ejemplo, en el espectro de microondas (de 300 MHz a 300 GHz) y, obviamente, en la luz visible (de aproximadamente 10^{14} a 10^{15} Hz). A frecuencias superiores al máximo del espectro, la amplitud del espectro es casi inversamente proporcional a la frecuencia hasta unos 10 MHz e inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la frecuencia entre unos 10 MHz y 10 GHz. Además, se sabe que los rayos producen rayos X (de hasta 10^{20} Hz o más), aunque a nivel del suelo estos generalmente no pueden detectarse a más de 1 km de su fuente. En general, cualquier señal electromagnética observable de la fuente de un rayo puede utilizarse para detectar y localizar el proceso del rayo que la ocasionó. Además de radiación electromagnética, los rayos producen radiación acústica que también puede utilizarse para la localización de rayos. Las técnicas de localización acústica, el tiempo de llegada de la señal acústica y el seguimiento acústico de los rayos no se detallan en profundidad en este capítulo.

6.2 DESCARGAS DE RAYOS

El rayo puede definirse como descargas eléctricas transitorias de alta corriente (normalmente decenas de kiloamperios) en el aire, cuyo largo se mide en kilómetros. Al igual que cualquier descarga en el aire, el camino del rayo está compuesto de gas ionizado, es decir, plasma, cuya temperatura máxima habitualmente es de 30 000 K, alrededor de 5 veces más que la temperatura de la superficie del Sol. Los rayos han existido en la Tierra desde mucho antes que apareciera el ser humano e incluso pueden haber desempeñado un papel clave en la evolución de la vida en nuestro planeta. La frecuencia mundial de relámpagos es de alrededor de decenas a un centenar por segundo. Cada año se producen unos 25 millones de rayos de nube a tierra (obsérvese que, en promedio, unas tres cuartas partes de las descargas de rayos tienen lugar en la nube, es decir, no llegan al suelo) únicamente en Estados Unidos y causan más pérdidas de vidas humanas que los tornados y huracanes. Los rayos inician muchos incendios forestales y más del 30% de todos los fallos de las líneas de energía eléctrica están relacionados con rayos. En promedio, todas las aeronaves comerciales reciben el impacto de un rayo una vez por año. La descarga de un rayo en un objeto o sistema desprotegido puede ser catastrófica.

6.2.1 Tipos, procesos y parámetros de los rayos

Alrededor del 90% o más de todos los rayos de nube a tierra son negativos (se transmite una carga negativa al suelo) y descendentes (el proceso inicial comienza en la nube y evoluciona en dirección descendente). Entre otros tipos de rayos de nube a tierra se incluyen las descargas positivas descendentes, las negativas ascendentes y las positivas ascendentes. También hay descargas bipolares que transfieren de forma secuencial cargas positivas y negativas en un mismo relámpago. Los elementos básicos de los rayos negativos descendentes se denominan descargas componentes o simplemente descargas. Cada relámpago contiene generalmente entre 3 y 5 descargas, y el intervalo observado está entre 1 y 26. Aproximadamente la mitad de todos los rayos al suelo llegan a la superficie en más de un punto, con una separación entre las terminaciones del camino de hasta varios kilómetros. Los dos procesos más importantes del rayo

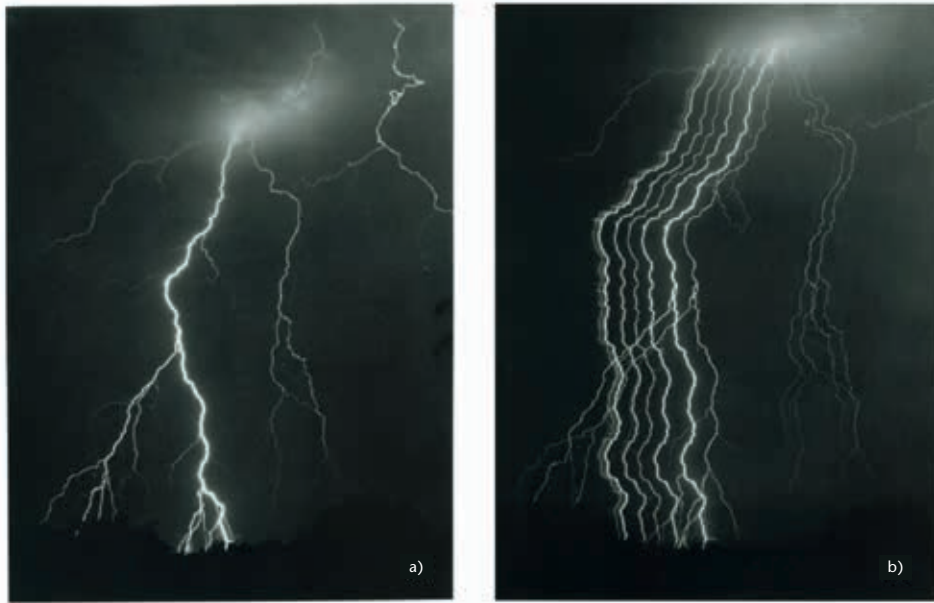


Figura 6.1. Relámpago con por lo menos 7 (quizás hasta 10) descargas a tierra distintas. La imagen a) es una fotografía fija y la imagen b), una fotografía en movimiento. Algunos de los puntos de contacto se deben al hecho de que la misma descarga tiene distintas ramas que llegan al suelo, en tanto que otros se asocian con distintas descargas que recorren diferentes trayectorias a tierra. Adaptado de Hendry (1993)

se denominan rayo líder y descarga de retorno, y ocurren en secuencia; primero el líder y luego la descarga de retorno. El análisis siguiente describe los rayos en mayor detalle. En Rakov y Uman (2003) y las referencias allí incluidas figura más información.

Las figuras 6.1 a) y 6.1 b) son dos fotografías de una descarga negativa de nube a tierra. La imagen de la figura 6.1a se obtuvo utilizando una cámara fija, en tanto que la de la figura 6.1 b) se tomó con otra cámara que se movía horizontalmente en el momento en que se producía el relámpago. Por ello, la segunda imagen está resuelta en el tiempo y muestra siete caminos luminosos distintos entre la nube y el suelo. Los intervalos oscuros entre estos caminos generalmente son del orden de decenas de milisegundos y explican el motivo por el cual para el ojo humano los rayos habitualmente parecen titilar. Cada camino luminoso corresponde a una descarga individual; la primera descarga es la del extremo derecho (el tiempo avanza de derecha a izquierda). Las dos primeras descargas se ramifican, y la dirección descendente de las ramas indica que se trata de un relámpago descendente.

Las figuras 6.2 a) y 6.2 b) son diagramas de imágenes fijas y resueltas en el tiempo, respectivamente, de un relámpago de tres descargas. La figura 6.2 c) es un diagrama de la corriente correspondiente en la base del camino. En la figura 6.2 b), el tiempo avanza de derecha a izquierda y la escala temporal no es continua. Cada una de las tres descargas en la figura 6.2 b), representadas por su luminosidad en función de la altura sobre el suelo y el tiempo, está compuesta de un proceso de movimiento descendente, denominado líder, y un proceso de movimiento ascendente, denominado descarga de retorno. El líder genera un camino de conducción eléctrica entre la región de la fuente de carga en la nube y el suelo, y distribuye una carga negativa de la región de la fuente de carga en la nube a lo largo de ese camino, y la descarga de retorno recorre ese camino del suelo a la región de la fuente de carga en la nube y neutraliza la carga negativa del líder. Así, los procesos del líder y de la descarga de retorno sirven para transportar eficazmente la carga negativa de la nube al suelo. Como se indica en la figura 6.2 b), el rayo líder que inicia la primera descarga de retorno difiere de los líderes que inician las dos descargas subsiguientes (todas las descargas posteriores a la primera se denominan descargas subsiguientes). En especial, el primer líder visualmente parece ser un proceso intermitente, de ahí que se denomine descarga escalonada, en tanto que la punta de una descarga líder subsiguiente parece moverse de forma continua. En imágenes fotográficas

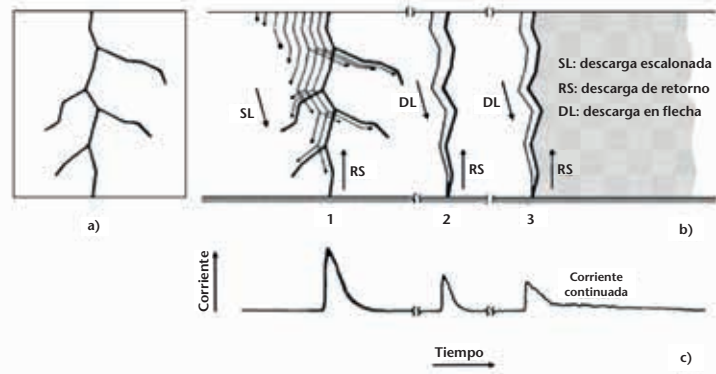


Figura 6.2. Los diagramas muestran la luminosidad de un relámpago a tierra de tres descargas y la correspondiente corriente en la base del camino. La figura a) es una imagen fija, la b), una representación de fotografía en movimiento y la c), una corriente en la base del camino.

resueltas, la punta de la descarga del líder subsiguiente en movimiento continuo se ve como una flecha descendente, de ahí que se denomine descarga en flecha. La aparente diferencia entre los dos tipos de líderes guarda relación con el hecho de que la descarga escalonada se origina en aire virgen, mientras que la descarga en flecha sigue la trayectoria preexistente de la descarga, o descargas, anteriores. A veces un rayo líder subsiguiente presenta características escalonadas al propagarse a través de un camino formado anteriormente; en ese caso, se denomina descarga en flecha escalonada. También están las llamadas descargas líderes subsiguientes “caóticas”. Todos los tipos de rayo líder producen ráfagas de emisiones de rayos X con una energía típica de hasta 250 keV (el doble de la energía de una radiografía de tórax) (Dwyer, 2005).

La diferencia de potencial eléctrico entre la punta de un líder escalonado descendente y el suelo probablemente sea de algunas decenas de megavoltios y es comparable con la que hay entre la fuente de carga en la nube y el suelo o una fracción considerable de esta. La magnitud de la diferencia de potencial entre dos puntos, uno en la fuente de carga en la nube y el otro en el suelo, es la integral de línea de la intensidad del campo eléctrico entre esos puntos. Los límites superior e inferior de la diferencia de potencial entre el límite inferior de la región principal de carga negativa y el suelo pueden estimarse multiplicando, respectivamente, el campo eléctrico que suele observarse en la nube, 10^5 V/m, y el campo eléctrico previsto en el suelo debajo de una nube tormentosa inmediatamente antes del inicio del rayo, 10^4 V/m, por la altura del límite inferior del centro de carga negativa encima del suelo, unos 5 km. El intervalo resultante es de 50 a 500 MV.

Cuando el líder escalonado descendente llega al suelo comienza la primera descarga de retorno. La corriente de esta descarga medida en el suelo asciende a una cresta inicial de unos 30 kA en algunos microsegundos y decae a la mitad de ese valor máximo en unas decenas de microsegundos. La descarga de retorno efectivamente lleva a la superficie varios culombios de carga depositados inicialmente en el camino del líder escalonado, incluidas todas sus ramas, así como toda carga adicional en la nube que ingrese en el camino de la descarga de retorno.

Una vez que la parte inferior del camino de la descarga en flecha se conecta con el suelo, la segunda onda de descarga de retorno (y todas las subsiguientes) se emite hacia arriba, lo cual, nuevamente, sirve para neutralizar la carga del líder. La corriente de las descargas de retorno subsiguientes en el suelo suele tener una cresta de 10 a 15 kA en menos de un microsegundo y disminuye a la mitad del valor de la cresta en pocas decenas de microsegundos.

La onda de alta corriente de la descarga de retorno calienta rápidamente el camino a una temperatura máxima cercana a los 30 000 K, o más, y genera una presión en el camino de 1 MPa, o más, que produce una expansión del camino, radiación óptica intensa y una onda de choque que se propaga hacia afuera, que finalmente será el trueno (onda acústica) que se escucha a lo lejos.

El componente impulsivo de la corriente de una descarga de retorno (generalmente subsiguiente) muchas veces es seguido de una corriente continuada del orden de decenas a centenares de amperios y una duración de hasta centenares de milisegundos. Las corrientes continuadas que tienen una duración superior a 40 ms suelen denominarse corrientes continuadas prolongadas. Entre el 30% y el 50% de todas las descargas de nube a tierra negativas contienen corrientes continuadas prolongadas. Se llama componentes M a los pulsos de corriente superpuestos a las corrientes continuadas, así como a los correspondientes aumentos de la luminosidad del camino del rayo.

Hay un tipo especial de rayo que se cree es el mayor productor natural de radiación de ondas decamétricas (HF) y de ondas métricas (VHF) (3 a 300 MHz) en la Tierra. Se denomina descarga compacta en la nube. Esas descargas aparecen descritas por primera vez en Le Vine (1980) y recibieron su nombre (Smith y otros, 1999) debido a su extensión espacial relativamente pequeña (centenares de metros). Suelen tener lugar a gran altura (en general, más de 10 km), al parecer guardan relación con una fuerte convección (no obstante, incluso la convección más fuerte no siempre produce descargas compactas en la nube), suelen ser menos luminosas que otras descargas de rayos y producen pulsos bipolares simples del campo eléctrico (pulsos bipolares estrechos), que típicamente tienen un ancho total de 10 a 30 μ s y una amplitud del orden de 10 V/m a 100 km, lo cual es comparable con las descargas de retorno de los rayos de nube a tierra, o mayor a estas. Como ejemplo de la huella electromagnética en banda ancha de las descargas compactas en la nube, 48 de estas descargas examinadas en detalle en Nag y otros (2010), se registraron en 4 a 22 estaciones (11 en promedio) de la Red Nacional de Detección de Rayos de Estados Unidos (NLDN), cuyas líneas de base están espaciadas de 300 a 350 km.

6.2.2 **Huella electromagnética de los rayos**

Las descargas tanto de nube a tierra como en la nube entrañan una serie de procesos que producen huellas electromagnéticas características. A continuación se describen someramente las características principales de los campos eléctricos y magnéticos medidos, generados en los distintos procesos de rayos a distancias que van de decenas a centenares de kilómetros. Se hace hincapié en aquellos procesos que producen variaciones importantes en los campos a escalas de microsegundos e inferiores.

El cuadro siguiente es un resumen básico de todas las huellas identificables de los campos de radiación de los rayos registradas en tierra. Cabe señalar que aparentemente no hay una huella característica de campo a escala de microsegundos asociada con los procesos de rayos K y M. Además de las descargas de retorno (primera fila) y las descargas compactas en la nube (última fila), los pulsos producidos por los procesos de los rayos representados en el cuadro tienen lugar en secuencias a intervalos entre pulsos inferiores al milisegundo. Los pulsos de los líderes (segunda y tercera fila) supuestamente son emitidos por la parte inferior del camino al suelo justo antes del inicio de una descarga de retorno, mientras que los dos pulsos iniciales de descomposición (cuarta y quinta fila) y las ráfagas de pulsos regulares (sexta fila) son producidos por procesos de rayos que tienen lugar en la nube. La caracterización que se muestra a continuación guarda relación tanto con las secuencias generales de los pulsos como los pulsos individuales.

Caracterización de los pulsos de los campos eléctricos a escala de microsegundos asociados con los distintos procesos de los rayos (adaptado de Rakov, 1999)

<i>Tipo de pulso</i>	<i>Polaridad dominante (convención para los signos de la electricidad atmosférica)</i>	<i>Duración total típica del pulso (μs)</i>	<i>Intervalo de tiempo típico entre pulsos (μs)</i>	<i>Observaciones</i>
Descarga de retorno en rayos negativos al suelo	Positiva	30-90 (tiempo de la intersección cero)	60×10^3	3 a 5 pulsos por rayo
Líder escalonado en rayos negativos al suelo	Positiva	1-2	15-25	Dentro de los 200 μs justo antes de una descarga de retorno
Descarga en flecha escalonada en rayos negativos al suelo	Positiva	1-2	6-8	Dentro de los 200 μs justo antes de una descarga de retorno
Descomposición inicial en rayos negativos al suelo	Positiva	20-40	70-130	Entre algunos milisegundos y unas decenas de milisegundos antes de una descarga de retorno
Descomposición inicial de rayos en la nube	Negativa	50-80	600-800	Los pulsos más prolongados de un rayo
Ráfaga de pulsos regulares en rayos negativos tanto en la nube como al suelo	Ambas polaridades son igualmente probables	1-2	5-7	Tiene lugar más tarde en la descarga; de 20 a 40 pulsos por ráfaga
Descarga compacta en la nube (pulsos bipolares estrechos)	Ambas polaridades tienen lugar; la negativa es más frecuente	10-30	-	En general no están precedidas ni seguidas de otros procesos de rayos durante centenares de milisegundos

Notes:

a La polaridad se refiere a la polaridad del medio ciclo inicial en el caso de pulsos bipolares.

b Según la convención para los signos de la electricidad atmosférica, se supone que el vector del campo eléctrico con dirección descendente es positivo.

Rayos negativos al suelo

La estructura típica de los pulsos a escala de microsegundos de los rayos negativos al suelo naturales, según se observa en la superficie, consiste en una secuencia inicial de pulsos (habitualmente denominados pulsos de descomposición iniciales o preliminares), seguidos, unas decenas de milisegundos después, de tres a cinco descargas de retorno relativamente importantes espaciadas varias decenas de milisegundos. La duración de la secuencia inicial de pulsos suele ser de unos pocos milisegundos. La figura 6.3 a) muestra las formas de onda de los pulsos individuales características de la descomposición inicial en los rayos negativos al suelo. La polaridad inicial de los pulsos de descomposición preliminares suele ser la misma que

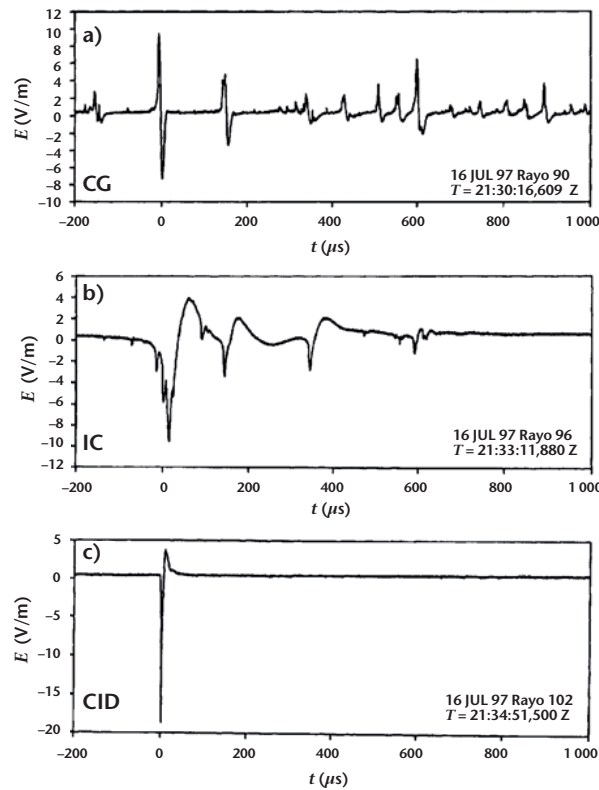


Figura 6.3. Ejemplos de formas de onda de pulsos de campos eléctricos (E) característicos de a) la descomposición inicial de un rayo negativo de nube a tierra (CG), b) la descomposición inicial de un rayo en la nube (IC), y c) las descargas compactas en la nube (CID). Los campos eléctricos positivos (convención para los signos de la electricidad atmosférica) se desvían hacia arriba. (Adaptado de Rakov, 1999)

la del siguiente pulso de descarga de retorno. Los pulsos de descomposición iniciales pueden tener amplitudes comparables o incluso superiores a las de los pulsos de descarga de retorno correspondientes. Justo antes del primer pulso de descarga de retorno y antes de algunos pulsos de descarga de retorno subsiguientes hay secuencias de pulsos, en el primer caso asociadas al proceso del líder escalonado y en el segundo, a procesos de descargas en flecha escalonadas (tren de pulsos regular) o caóticos (tren de pulsos irregular). Se ha observado que estas secuencias de pulsos duran de algunas decenas a algunos centenares de microsegundos y que las amplitudes de los pulsos son de uno o dos órdenes de magnitud menores que la amplitud del pulso de la descarga de retorno correspondiente. En la figura 6.4 a) los pulsos del líder escalonado se observan justo antes del pulso de la descarga de retorno, antes de $t = 0$. En la figura 6.4 b) se observa un tren de pulsos bastante irregular, que indica un líder caótico, antes del pulso de descarga de retorno subsiguiente (antes de $t = 0$). Generalmente se registra un período relativamente tranquilo a escala de milisegundos entre la secuencia de pulsos de descomposición preliminares y el comienzo de los pulsos pronunciados del líder escalonado. Los intervalos entre los pulsos de descarga de retorno y el intervalo de unas decenas de milisegundos posteriores al último pulso de descarga de retorno contienen ráfagas de pulsos regulares de amplitud relativamente pequeña y alguna otra actividad de pulsos, en general irregular. Las crestas de los pulsos en las ráfagas de pulsos regulares son aproximadamente dos órdenes de magnitud menores que las crestas de los campos de las descargas de retorno iniciales del mismo rayo. Como se observa en el cuadro anterior, las ráfagas de pulsos regulares tienen características muy similares a las secuencias de pulsos asociadas a las descargas en flecha escalonadas. La media geométrica de la cresta del campo eléctrico inicial normalizada a 100 km para las primeras descargas negativas, de unos 6 V/m, es mayor, aproximadamente el doble, que las descargas negativas subsiguientes, de unos 3 V/m. La media geométrica del intervalo de tiempo entre los pulsos de descarga de retorno es de 60 ms.

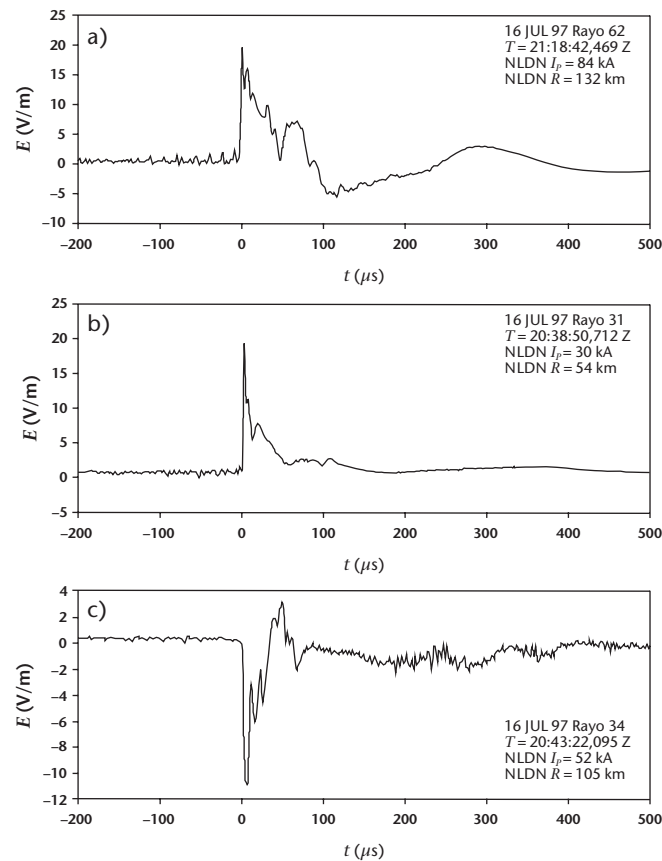


Figura 6.4. Ejemplos de formas de onda de pulsos de campos eléctricos de a) la primera descarga negativa, b) la descarga negativa subsiguiente, y c) la primera descarga positiva. Los tres fenómenos fueron detectados por la Red Nacional de Detección de Rayos de Estados Unidos (NLDN), y las características informadas por la NLDN (cresta de la corriente estimada I_p y distancia R) figuran en los gráficos. Véase también la leyenda de la figura 6.3. (Adaptado de Rakov, 1999)

Rayos positivos al suelo

Los rayos positivos suelen contener una única descarga de retorno (aunque se observaron hasta cuatro descargas de retorno por rayo) cuya forma de onda del campo eléctrico y magnético en escala de microsegundos tiene características similares a la primera descarga de retorno negativa, excepto por la polaridad inicial. La figura 6.4 c) contiene un ejemplo de la forma de onda del campo eléctrico de una descarga de retorno positiva. Los pequeños pulsos observados antes de $t = 0$ en la figura 6.4 c) indican un proceso de líder escalonado. A diferencia de las primeras descargas negativas, estos pulsos se detectan solo en aproximadamente una tercera parte de las formas de onda del campo. La cresta media inicial del campo eléctrico normalizada a 100 km para las primeras descargas positivas es mayor por un factor de dos que la de las descargas iniciales negativas. Los rayos positivos al suelo pueden iniciarse de manera similar a los negativos (véase más arriba) o ser subproductos de profundas descargas en la nube.

Rayos en la nube

La estructura típica de los pulsos que se observan en las descargas producidas naturalmente en la nube consiste en una o más secuencias iniciales de pulsos de amplitud relativamente grande, espaciadas en algunos centenares de microsegundos y que tienen lugar entre unos pocos y decenas de milisegundos, seguidas de varias ráfagas de pulsos regulares de amplitud considerablemente menor. Los pulsos de esas ráfagas están espaciados en varios microsegundos y cada ráfaga dura algunos centenares de microsegundos. La figura 6.3 b) muestra las formas

de onda de los pulsos individuales características de la descomposición inicial en la nube. La polaridad inicial de estos pulsos tiende a ser la opuesta de la de los pulsos de descomposición iniciales en rayos negativos al suelo. También hay pulsos a escala de microsegundos con amplitudes considerablemente menores que las de los pulsos de descomposición iniciales que se dispersan, a diferencia de los que se agrupan en ráfagas, durante todo el rayo. Algunos de estos pulsos más pequeños y muchas veces irregulares se asocian con cambios K escalonados (huellas de campo de procesos K). Los cambios K suelen tener lugar en la fase última del rayo en la nube y estar espaciados en muchas decenas de milisegundos.

Descargas compactas en la nube

La figura 6.3 c) contiene un ejemplo de huella del campo eléctrico de descargas compactas en la nube (también llamados fenómenos bipolares estrechos). Estos pulsos tienen crestas y derivadas del tiempo de las crestas comparables con las de las descargas de retorno de los rayos al suelo.

6.2.3 Glosario de términos

Atmosférico: señal de una descarga de rayo que recorre distancias largas.

Componentes M: procesos transitorios que tiene lugar en el camino de un rayo que llega al suelo mientras lleva corriente continuada.

Convención para los signos de la electricidad en la atmósfera: convención para los signos de un campo magnético con arreglo a la cual se define como positivo el vector campo eléctrico con dirección descendente.

Corriente continuada: corriente constante inmediatamente posterior a algunos pulsos de descargas de retorno.

Densidad de rayos en el suelo: número de rayos al suelo por unidad de superficie por unidad de tiempo (generalmente por kilómetro cuadrado por año).

Descarga compacta en la nube: descarga de rayo en la nube a escala espacial reducida (típicamente unos centenares de metros) que se cree es el productor natural más intenso de radiación de HF y de VHF (3 a 300 MHz) en el Tierra.

Descarga de nube a tierra, descarga al suelo: descarga que contiene al menos una descarga de retorno.

Descarga de retorno: proceso del rayo que recorre el camino líder creado anteriormente del suelo a la región de la fuente de carga en la nube y neutraliza la carga líder.

Descarga en la nube: descarga que no tiene contacto con el suelo.

Fenómeno: parte específica de un rayo, en general toda señal que puede medirse durante los procesos del rayo.

Líder: proceso del rayo que crea un camino conductor entre la región de la fuente de carga en la nube y el suelo (en el caso de un rayo de nube a tierra descendente) y distribuye la carga de la región de la fuente en la nube a lo largo de este camino.

Núcleo tormentoso: núcleo de convección, generalmente de varios kilómetros de diámetro, caracterizado por corrientes ascendentes relativamente fuertes (>10 m/s). La duración de un núcleo ordinario es del orden de 1 hora.

Procesos K: procesos transitorios que tienen lugar en un camino del rayo previamente condicionado que no está conectado (o ha perdido su conexión) con el suelo. Pueden suceder en rayos tanto en la nube como al suelo.

Rayo bipolar: descargas de un rayo que transfieren secuencialmente al suelo cargas positivas y negativas en un mismo rayo.

Rayo de nube a tierra ascendente: descargas de rayos al suelo iniciadas por líderes ascendentes de objetos en tierra.

Rayo de nube a tierra descendente: descargas de rayos al suelo iniciadas por líderes descendentes de la nube.

Rayo en la nube: rayos que no tienen relación con el suelo.

Rayo negativo: descargas de rayo que efectivamente reducen la carga negativa de la nube al suelo.

Rayo o relámpago: proceso de neutralización completa que entraña muchos fenómenos (incluidos líderes, descargas, procesos K y corrientes continuadas) en un intervalo de tiempo, en general de aproximadamente 1 segundo; se refiere a un rayo en la nube o al suelo. También puede definirse como un proceso transitorio de descarga eléctrica en el aire de alta corriente (típicamente decenas de kiloamperios) cuya longitud se suele medir en kilómetros.

Rayo positivo: descargas de rayo que efectivamente reducen la carga positiva de la nube al suelo.

Rayo provocado por un cohete: descargas de rayo iniciadas artificialmente lanzando a una nube tormentosa un cohete conectado a un alambre de cobre.

6.3 PRINCIPIOS DE LOCALIZACIÓN DE RAYOS

6.3.1 Generalidades

En las tres técnicas de localización de rayos basadas en la frecuencia de radio electromagnética de varias estaciones más comunes, es decir, radiogoniometría de campo magnético, tiempo de llegada (TDL) e interferometría, el tipo de información sobre la localización obtenida depende de la frecuencia f (o de la longitud de onda $\lambda = c/f$, donde c es la velocidad de la luz) de la radiación detectada (Rakov y Uman, 2003). Para las señales detectadas cuyas longitudes de onda son muy cortas respecto de la longitud del camino radiado del rayo, por ejemplo el intervalo de ondas métricas (VHF) en que $f = 30$ a 300 MHz y $\lambda = 10$ a 1 m, todo el camino del rayo puede, en principio, representarse en 2 o 3 dimensiones. En el caso de longitudes de onda que exceden o son una fracción significativa de la longitud del camino del rayo, por ejemplo el intervalo de ondas miriamétricas (VLF) en que $f = 3$ a 30 kHz y $\lambda = 100$ a 10 km, y el intervalo de ondas kilométricas (LF) en que $f = 30$ a 300 kHz y $\lambda = 10$ a 1 km, en general solo pueden obtenerse una o pocas localizaciones útiles para cada camino del rayo. El caso de una sola localización de una descarga de retorno de nube a tierra suele interpretarse como una aproximación del punto de descarga en tierra. Los mejores métodos de obtención de imágenes de caminos electromagnéticos VHF y las mejores técnicas de localización de los puntos de descarga en tierra VLF y LF tienen exactitudes (en realidad errores o incertidumbres de localización) del orden de 100 m. En el otro extremo de la escala de exactitud, los sistemas VLF de larga distancia que funcionan en una banda de frecuencia estrecha, generalmente entre 5 y 10 kHz y detectan rayos a distancias de hasta miles de kilómetros, tienen incertidumbres de localización de relámpagos individuales del orden de 10 km o más. Estos sistemas muchas veces se denominan localizadores de tormentas.

En las técnicas electromagnéticas de localización que entrañan la medición del cambio de amplitud del campo en varias estaciones, el ancho de banda de la medición no guarda relación directa con la exactitud de la localización. Solo se necesita contar con un sistema de medición que pueda reproducir de manera fiable los cambios del campo del proceso de interés. Por consiguiente, de la medición del cambio del campo electrostático en el intervalo de frecuencia de una fracción de hercio a unos pocos hercios en varias estaciones, puede localizarse una posición media de la fuente de carga de un rayo de nube a tierra completo; y con un ancho de banda del

sistema de unos pocos hercios a unos pocos kilohercios, para resolver los cambios del campo electrostático a escala de milisegundos, pueden localizarse las fuentes de carga de descargas individuales del rayo y de la corriente continuada. La localización de rayos mediante las crestas de la radicación eléctrica o magnética de la descarga de retorno, semejante a la localización mediante el cambio del campo electrostático, solo requiere que el sistema reproduzca de manera fiable esas crestas. Las técnicas de localización de rayos basada en la amplitud del campo eléctrico y magnético no se examinan más detenidamente en este capítulo.

Los sistemas de localización de rayos exactos, ya sea si representan todo el camino del rayo o localizan solo los puntos de descarga al suelo o los centros de carga en la nube, necesariamente emplean varios sensores. Los sensores de superficie en una única estación, como un contador de rayos, detectan el fenómeno del rayo, pero no pueden utilizarse para localizar una descarga individual, ni están diseñados para ello, debido a la amplia gama de amplitudes y formas de onda asociadas a los fenómenos individuales. No obstante, con los sensores de una única estación pueden asignarse grupos de rayos a intervalos de distancia aproximados si los datos se acumulan y promedian durante algún período de tiempo. Existen numerosos dispositivos de localización de rayos para una estación única relativamente simples disponibles comercialmente. La mayoría funciona como una radio AM utilizando la amplitud de la estática de radio para medir la distancia a los relámpagos individuales, una técnica que se caracteriza inherentemente por tener errores grandes. Además de los detectores de la amplitud de campo, algunos dispositivos comerciales para una estación única emplean detectores ópticos, radiogoniómetros magnéticos y/o las características de las formas de onda de los rayos para estimar la distancia de las descargas de retorno de nube a tierra desde el sensor.

Los sensores ópticos de una estación única en satélites que orbitan la tierra detectan la luz dispersada por el volumen de la nube que produce el rayo y, en consecuencia, no pueden obtener una localización con una exactitud mejor que unos 10 km, es decir, el diámetro aproximado de una nube pequeña. Además, los sensores en satélites no pueden distinguir entre descargas en la nube y descargas al suelo. Se prevé que la próxima generación de la serie de satélites geoestacionarios operativos para el estudio del medio ambiente (GOES-R) estará equipada con un trazador cartográfico de relámpagos geoestacionario (GLM, Geostationary Lightning Mapper), que vigilará continuamente los rayos sobre un campo de visión amplio. El lanzamiento del primer satélite de la serie GOES-R está previsto en 2015.

En las subsecciones siguientes se examina la forma en que se han combinado sensores individuales que miden distintas propiedades de la radiación electromagnética de los rayos para formar sistemas que suministran la localización de rayos de forma práctica. Para más detalles pueden consultarse los estudios de Rakov y Uman (2003) y de Cummins y Murphy (2009), y las referencias allí incluidas.

6.3.2 Radiogoniometría de campo magnético

Dos bucles verticales y ortogonales con planos de orientación norte-sur y este-oeste, que miden el campo magnético cada uno desde un radiador vertical dado, pueden utilizarse para obtener la dirección a la fuente. Esto sucede porque el voltaje de salida de un bucle determinado es proporcional al coseno del ángulo entre el vector del campo magnético y el vector perpendicular al plano del bucle, de acuerdo con la ley de Faraday. En el caso de un radiador vertical, las líneas del campo magnético son círculos coaxiales respecto de la fuente. Por lo tanto, por ejemplo, el bucle cuyo plano tiene la orientación norte-sur recibe la señal máxima si la fuente está al norte o al sur de la antena, mientras que el bucle ortogonal este-oeste no recibe señal alguna. En general, el coeficiente entre las dos señales de los bucles es proporcional a la tangente del ángulo entre el norte y la fuente, desde la perspectiva de la antena.

Los radiogoniómetros magnéticos de bucle cruzado utilizados para la detección de rayos pueden dividirse en dos tipos generales: radiogoniómetros de banda estrecha (ajustados) y radiogoniómetros cerrados de banda ancha. En ambos casos, la técnica de localización de rayos supone, implícitamente, que el campo eléctrico radiado tiene una orientación vertical y que el campo magnético conexo la tiene horizontal y perpendicular a la trayectoria de propagación.

Se han utilizado radiogoniómetros de banda estrecha para la detección de rayos lejanos desde la década de 1920. Generalmente funcionan con una frecuencia de banda estrecha centrada entre 5 y 10 kHz, en que la atenuación de la guía de onda entre la superficie de la Tierra y la ionosfera es relativamente baja y la energía de las señales de los rayos es relativamente alta. Antes del desarrollo de los radares meteorológicos en la década de 1940, los sistemas de localización de rayos eran el medio principal para la identificación y la cartografía de las tormentas a media y larga distancia.

Una desventaja importante de la radiogoniometría de banda estrecha es que para rayos a distancias inferiores a 200 km tiene errores acimutales inherentes, denominados errores de polarización, del orden de 10° . Estos errores son causados por la detección de componentes del campo magnético de secciones no verticales del camino, cuyas líneas de campo magnético forman círculos en un plano perpendicular a la sección no vertical del camino, y por reflexiones de la ionosfera, cuyos campos magnéticos están incorrectamente orientados de manera similar para poder localizar la dirección del punto de llegada al suelo.

Para superar el problema de los grandes errores de polarización a distancias cortas inherente al funcionamiento de los radiogoniómetros de banda estrecha, a comienzos de la década de 1970 se desarrollaron los radiogoniómetros cerrados de banda ancha. Estos funcionan mediante el muestreo de los componentes norte-sur y este-oeste de la cresta inicial del campo magnético de la descarga de retorno, que se radia desde aproximadamente los 100 m inferiores del camino en los primeros microsegundos de la descarga de retorno. Dado que la parte inferior del camino suele ser recta y vertical, el campo magnético es esencialmente horizontal. Además, un radiogoniómetro cerrado no registra las reflexiones de la ionosfera, puesto que estas llegan mucho después del muestreo de la cresta inicial del campo magnético. El ancho de banda de operación de un radiogoniómetro cerrado de banda ancha suele situarse aproximadamente entre unos pocos kilohercios y 500 kHz. Cabe destacar que aunque se necesite una frecuencia superior de muchos megahercios para asegurar una reproducción exacta de la cresta del campo de radiación entrante, en particular si la propagación es sobre agua salada, para que un radiogoniómetro sea eficaz basta que tenga una respuesta de frecuencia superior de unos pocos centenares de kilohercios para que el error acimutal sea de aproximadamente 1° . Esto se debe a que el coeficiente entre las señales de la cresta en los dos bucles no es sensible a la distorsión idéntica producida por los circuitos electrónicos idénticos conexos de ambos bucles. Del mismo modo, con una calibración adecuada y corrección por los efectos de propagación, un radiogoniómetro eficaz solo necesita una respuesta de frecuencia superior de unos pocos centenares de kHz para obtener un error de estimación de la cresta de la corriente del 15% al 20%. Por consiguiente, un radiogoniómetro cerrado de banda ancha puede funcionar con frecuencias inferiores a la banda de radio AM y a las frecuencias de algunos transmisores de navegación de aeronaves, que de otra forma podrían causar ruido direccional no deseado.

Los radiogoniómetros cerrados de banda ancha, así como los radiogoniómetros de banda estrecha, están expuestos a errores de emplazamiento. Estos son una función sistemática de la dirección, aunque en general no varían con el tiempo. Estos errores son causados por la presencia de campos magnéticos no deseados debido a un terreno no llano y a objetos conductores cercanos, como líneas eléctricas y estructuras subterráneas y aéreas, a los que los campos de los rayos hacen radiar. Para eliminar por completo los errores de emplazamiento, la zona circundante del radiogoniómetro debe ser llana y uniforme y no tener objetos conductores importantes cercanos, incluso subterráneos. Suele ser difícil cumplir estos requisitos, por lo que muchas veces es más fácil medir los errores de emplazamiento del radiogoniómetro y compensarlos, que encontrar un lugar que tenga pequeños errores de emplazamiento aceptables. Una vez hechas dichas correcciones, se ha determinado (mediante la utilización de datos ópticos independientes) que los errores residuales suelen ser inferiores a 2° o 3° .

Dado que no se sabe *a priori* si la carga de una descarga al suelo es positiva o negativa, hay una ambigüedad de 180° en el acimut de la descarga si se miden únicamente los campos magnéticos ortogonales. En todos los radiogoniómetros de banda ancha esa ambigüedad se resuelve midiendo el campo eléctrico asociado cuya polaridad indica el signo de la carga transferida al suelo.

6.3.3 Técnica del tiempo de llegada

Un único sensor del tiempo de llegada registra el momento en que una parte de la señal del campo electromagnético del rayo llega a la antena receptora. Los sistemas del tiempo de llegada para localizar rayos pueden dividirse en tres tipos generales: i) línea de base muy corta (de decenas a centenares de metros), ii) línea de base corta (decenas de kilómetros), y iii) línea de base larga (de centenares a miles de kilómetros). Los sistemas de línea de base muy corta y corta suelen funcionar con VHF, es decir, a frecuencias de entre 30 y aproximadamente 300 MHz, mientras que los sistemas de línea de base larga suelen hacerlo a VLF y LF, de 3 a 300 kHz. En general se cree que la radiación de VHF está asociada a los procesos de descomposición del aire; en cambio, las señales de VLF se deben al flujo de corriente en los caminos conductores del rayo. Los sistemas de línea de base corta se usan en general para suministrar imágenes de los caminos del rayo y estudiar la evolución espacial y temporal de las descargas. Los sistemas de línea de base larga suelen utilizarse para identificar el punto de descarga en tierra, los fenómenos de los rayos en las nubes en caminos predominantemente verticales o la ubicación promedio del rayo.

Un sistema de línea de base muy corta (de decenas a centenares de metros) está compuesto de dos o más receptores de VHF del tiempo de llegada espaciados de modo que la diferencia entre el instante de la llegada de un pulso de VHF del rayo a esos receptores es breve en comparación con el tiempo entre pulsos, que se sitúa entre algunos microsegundos y centenares de microsegundos. La línea generada por todos los puntos fuente capaces de producir una diferencia de tiempo determinada entre dos receptores es, en general, un hiperboloide, pero si los receptores están muy poco espaciados, el hiperboloide se degenera, en el límite, en un plano sobre el que se encuentra la fuente. Con dos diferencias de tiempo de tres receptores muy poco espaciados se obtienen dos planos cuya intersección es la dirección de la fuente, es decir, el acimut y la altura. Para encontrar la ubicación de la fuente, y no solo determinar su dirección, deben utilizarse dos o más conjuntos de tres receptores muy poco espaciados, con los conjuntos espaciados a decenas de kilómetros o más. Básicamente, cada conjunto de receptores es un radiogoniómetro TDL y con la intersección de dos o más vectores de dirección se obtiene la ubicación.

Los sistemas TDL de línea de base corta suelen ser redes de 5 a 15 estaciones que utilizan la información del tiempo de llegada para la cartografía tridimensional (3D) de los caminos del rayo. Investigadores del Instituto de Minería y Tecnología de Nuevo México han desarrollado una versión portátil de este sistema, conocido como Sistema de cartografía de rayos (LMA), que en los últimos tiempos se ha convertido en un instrumento importante tanto para la investigación de los rayos como para aplicaciones operativas. Los sistemas TDL en VHF de línea de base corta suministran imágenes electromagnéticas de la evolución de los caminos de todo tipo de relámpago.

Los primeros sistemas TDL de línea de base larga (de centenas a miles de kilómetros) funcionaban a VLF y LF. Por ejemplo, uno de ellos utilizaba un par de estaciones receptoras en Massachusetts con un ancho de banda de 4 a 45 kHz separadas por más de 100 km (la red total estaba integrada por cuatro estaciones) para comparar las diferencias entre los tiempos de llegada de las señales en cada estación y así determinar las direcciones a la descarga causativa del rayo en Europa occidental. El sistema de dos estaciones era básicamente un radiogoniómetro semejante a los sistemas de base muy corta ya descritos, pero que funcionaba con frecuencias menores y una línea de base más larga. Las direcciones obtenidas se comparaban favorablemente con las ubicaciones informadas por la red de radiogoniómetros de banda angosta de la Oficina Meteorológica de Reino Unido que funcionaban en ese momento. Se utilizaban técnicas de geometría esférica para explicar la propagación por la superficie terrestre al encontrar la línea de puntos para poder obtener una diferencia constante entre los tiempos de llegada a los receptores.

En la década de 1980 se desarrolló otro sistema TDL de línea de base larga, denominado Sistema de Localización y Rastreo de Rayos (LPATS), que operaba a LF y VLF y utilizaba antenas de látigo de campo eléctrico en estaciones espaciadas de 200 a 400 km para determinar las ubicaciones midiendo las diferencias entre los tiempos de llegada de las señales a las estaciones. Con el ancho de banda utilizado, las formas de onda de las descargas de retorno generalmente eran las más grandes y, por consiguiente, las más fáciles de localizar. En principio, se necesitan respuestas de

cuatro estaciones (tres diferencias de tiempo) para determinar una ubicación única, dado que las hipérbolas sobre la superficie terrestre formadas con solo dos diferencias de tiempo pueden, en general, tener dos puntos de intersección distintos. Para rayos de nube a tierra cerca o dentro de la red, muchas veces hay una solución única, por lo cual en estos casos basta el método de tres estaciones.

6.3.4 Interferometría

Además de radiar pulsos asilados, los rayos también producen ráfagas de radiación electromagnética semejante a ruido que duran decenas a centenares de microsegundos. Estas ráfagas son difíciles de ubicar mediante las técnicas TDL debido a que no es fácil identificar los pulsos individuales. En el caso de la interferometría, no es necesario identificar los pulsos individuales, puesto que el interferómetro mide la diferencia de fase entre las señales de banda estrecha correspondientes a esas ráfagas semejantes a ruido recibidas por dos o más sensores cercanos entre sí. El interferómetro de rayos más simple consta de dos antenas separadas por unos pocos metros, cada una de ellas conectada por medio de un filtro de banda estrecha a un receptor. Las antenas, los filtros y los receptores son idénticos. Los productos de los dos receptores se envían a un detector de fases que genera un voltaje proporcional a la diferencia de fase entre las dos señales cuasi senoidales. La diferencia de fase define, al igual que la diferencia de tiempo en un sistema TDL de línea de base muy corta, un plano en el cual se encuentra la fuente, es decir, un ángulo de dirección a la fuente VHF. Para encontrar el acimut y la elevación de una fuente, se necesitan, como mínimo, tres antenas receptoras con dos líneas de base ortogonales. Para determinar la fuente en tres dimensiones, se requieren dos o más interferómetros sincronizados, cada uno actuando efectivamente como radiogoniómetro, separados por unos 10 km o más, según sea necesario. Los principios de la localización interferométrica de rayos se describen en detalle en Lojou y otros (2008).

La mayoría de los sistemas interferométricos funcionan con anchos de banda muy estrechos (desde unos pocos kilohercios hasta unos pocos megahercios en las bandas de ondas métricas y decimétricas (VHF/UHF), pues ello da al sistema una gran sensibilidad en una banda de funcionamiento específica "tranquila". No obstante, también hace que el rendimiento del sistema esté sujeto a la interferencia del ancho de banda local, tal vez no provea la mayor relación señal-ruido y obligue a establecer una limitación específica en el espaciado del conjunto de antenas para evitar la ambigüedad en el tiempo de llegada (fase). La tendencia reciente de uso de interferometría de banda ancha (Shao y otros, 1996; Mardiana y Kawasaki, 2000; Morimoto y otros, 2004) ahora es posible gracias a la aparición de dispositivos electrónicos de frecuencias radioeléctricas de banda ancha y de procesamiento de señales digitales asequibles.

6.4 CARACTERÍSTICAS DE FUNCIONAMIENTO

Por lo general, se pretende que un sistema moderno de localización de rayos en ondas miriamétricas a hectométricas (VLF-MF) registre (en diferentes categorías) y localice sobre una superficie determinada todas las descargas de nube a tierra de cualquier polaridad, así como las descargas en la nube. También tiene que medir, para cada descarga, su intensidad, habitualmente en forma de la cresta de la corriente inferida de los campos eléctricos o magnéticos medidos. Por consiguiente, el rendimiento del sistema puede evaluarse utilizando las características siguientes:

- a) eficiencia de la detección de los rayos de nube a tierra;
- b) eficiencia de la detección de las descargas de nube a tierra;
- c) eficiencia de la detección de las descargas en la nube;
- d) porcentaje de fenómenos clasificados erróneamente (en particular, las descargas en la nube a las que se ha asignado la categoría de descarga de nube a tierra positiva o negativa);

- e) exactitud de la ubicación (o error de ubicación);
- f) error de estimación de la cresta de la corriente.

En general, la eficiencia de la detección es la fracción (habitualmente expresada como porcentaje) del total de fenómenos detectados por el sistema, que idealmente es igual al 100%. Mientras que la eficiencia de la detección de las descargas de nube a tierra puede definirse fácilmente (dado que estas descargas entrañan una característica única y observable —el camino luminoso a tierra— y el número total de los fenómenos ocurridos puede determinarse de manera práctica), la eficiencia de la detección de los rayos en la nube es un concepto bastante impreciso. Lo cierto es que hay muchos procesos de descarga en la nube (algunos no comprendidos del todo) que suceden a diferentes escalas espaciales y temporales y que aparentemente no tienen características únicas o fácilmente observables. Por ello, no suele conocerse el número total de fenómenos. En la práctica, si todos los fenómenos de descarga en la nube se incluyen en el número de unidades contabilizadas, el número de descargas en la nube detectadas puede determinarse mayormente por el nivel de ruido local y el límite de velocidad de transmisión de las señales del sistema.

Para determinar la eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra, tal vez la característica de funcionamiento más importante de los sistemas de localización de rayos utilizados para determinar la densidad de rayos en el suelo, se considera que el rayo se ha detectado si al menos se ha detectado una de sus descargas. Puede aplicarse un enfoque semejante a los rayos en la nube, aunque habría que decidir si una única unidad contabilizada constituye un rayo y cómo asignar varias unidades contabilizadas a rayos individuales.

El error de localización es la distancia entre la ubicación real y la que informa el sistema. En general, está integrado por componentes aleatorios y sistemáticos. En algunos casos, estos últimos pueden explicarse (por ejemplo, los errores de emplazamiento en los sistemas de radiogoniometría de campo magnético).

El error de estimación de la cresta de la corriente es la diferencia entre el valor real de la cresta de la corriente y el informado por el sistema, y generalmente se expresa como porcentaje de la cresta de la corriente real. Los sistemas de localización de rayos estiman las crestas de la corriente utilizando una ecuación de conversión de campo a corriente basada en datos empíricos o modelos. Existen ecuaciones de conversión de campo a corriente bastante fiables para descargas de nube a tierra, aunque no para descargas en la nube.

Para evaluar las características de funcionamiento enumeradas, se requieren datos de verificación en tierra independientes. Por ejemplo, las descargas que tienen lugar en una ubicación conocida con precisión equipada con un instrumento de medición de corriente (torre elevada o equipo de generación de rayos) pueden utilizarse para estimar la exactitud de la ubicación y el error de estimación de la cresta de la corriente. La eficiencia de la detección y el porcentaje de fenómenos clasificados erróneamente suelen estimarse sobre la base de registros ópticos resueltos a lo largo del tiempo. A veces se utilizan los daños producidos por los rayos a diversos objetos (como edificios y árboles) para estimar los errores de localización, aunque la identificación del fenómeno del rayo que causó el daño con este enfoque es incierta debido a la falta de precisión de la información temporal (que casi nunca se conoce con una exactitud menor al minuto). Es posible obtener mediciones menos definitivas de las características de funcionamiento de los sistemas de localización de rayos mediante la utilización de modelos o comparaciones con un sistema más preciso que funcione en la misma zona. Hasta la fecha, solo se ha realizado un número limitado de estudios de verificación en tierra, en particular para las primeras descargas en rayos de nube a tierra negativos, rayos de nube a tierra positivos y descargas en la nube.

En algunas aplicaciones (por ejemplo el seguimiento de núcleos tormentosos), la capacidad de seguimiento puede ser más importante que la detección de rayos individuales. El funcionamiento de los sistemas previstos principalmente para estas aplicaciones suele probarse en relación con imágenes de radar o en el infrarrojo de satélites, con buena correspondencia entre los rayos detectados y las regiones de alta reflectividad de radar o de bajas temperaturas en la cima de

las nubes, consideradas como criterio de la validez de los resultados del sistema. En cuanto a las alertas tempranas, la capacidad de detectar el primer rayo probablemente sea la característica de funcionamiento más importante.

La forma de definir las características de funcionamiento de los sistemas de formación de imágenes de los caminos del rayo en VHF no es clara. Obviamente, no pueden detectarse todas las fuentes de VHF en la nube. Las limitaciones de la sensibilidad impiden que estos sistemas puedan detectar regularmente los líderes positivos y realizar su cartografía. En consecuencia, las imágenes tomadas en VHF resultantes son necesariamente parciales. Además, suele necesitarse la información suplementaria sobre las descargas de retorno para distinguir de manera fiable entre los rayos en la nube y los rayos de nube a tierra, porque la radiación en VHF asociada directamente con las descargas de retorno subsiguientes es limitada y difícil de detectar. Asimismo, no es posible estimar las crestas de la corriente. No obstante, los sistemas de formación de imágenes de los caminos del rayo en VHF constituyen una herramienta muy valiosa para estudiar la morfología detallada y la evolución de los rayos, especialmente en la nube, y muchas veces se utilizan para probar otros tipos de sistemas de localización de rayos.

6.5 EJEMPLOS DE SISTEMAS MODERNOS DE LOCALIZACIÓN DE RAYOS

A continuación se describen brevemente un sistema en VHF de formación de imágenes del camino del rayo (LMA), tres sistemas en VLF y LF (NLDN, LINET y USPLN), un sistema en ELF/VLF/LF/MF/HF (ENTLN) y tres sistemas en VLF (WWLLN, GLD360 y ATDnet) como ejemplos representativos de sistemas modernos de localización de rayos. Se han elegido estos sistemas porque son buenos ejemplos de cada tipo de sistema, pero ello no implica que sean mejores que otros ni que se los recomiende respecto del uso de otros sistemas no descritos en este capítulo. Puede encontrarse información sobre estos y otros sistemas en Rakov y Uman (2003), Cummins y Murphy (2009), Betz y otros (2009), y las referencias allí incluidas. En todo el mundo hay más de 60 redes de localización de rayos en VLF y LF.

Además de la descripción de cada sistema, se incluye la información disponible sobre sus características de funcionamiento, haciendo hincapié en los que están basados en datos verificados en tierra que figuran en publicaciones revisadas por homólogos. En general, la cantidad de dicha información es mayor para los sistemas más antiguos.

6.5.1 Sistema de cartografía de rayos, 60 a 66 MHz

Los sistemas LMA por lo general son redes de 10 a 15 estaciones separadas por 15 a 20 km conectadas con enlaces de comunicación inalámbrica a una ubicación central (Thomas y otros, 2004). Cada estación recibe las señales de los rayos (tanto en la nube como de nube a tierra) en un canal de televisión local no utilizado (habitualmente el canal 3, en la banda de 60 a 66 MHz). La resolución temporal típica (ventana de tiempo de medición) es de 80 a 100 μ s. Para el procesamiento y la visualización en tiempo real se utiliza una ventana mayor, en general de 400 μ s.

La exactitud de localización del LMA de Nuevo México se ha investigado empíricamente utilizando un globo sonda con un transmisor en VHF, la trayectoria de aviones y observaciones de tormentas lejanas (Thomas y otros, 2004). También se han desarrollado modelos geométricos sencillos para estimar la incertidumbre de la localización de fuentes tanto sobre como fuera de la red. Se determinó que los resultados de los modelos constituían un buen estimador de los errores observados. Las fuentes sobre la red a una elevación de 6 a 12 km se localizaron con una incertidumbre de 6 a 12 m rms en la horizontal y de 20 a 30 m rms en la vertical, con lo cual el error en 3D era menor a 100 m en la mayoría de las fuentes localizadas. Fuera de la red, la incertidumbre de la localización aumenta con la distancia.

6.5.2 Red Nacional de Detección de Rayos de Estados Unidos, 400 Hz a 400 kHz

La NLDN consta de más de 100 estaciones separadas mayormente por 300 a 350 km que cubren el territorio continental de Estados Unidos (véase Cummins y Murphy, 2009). Utiliza una combinación de técnicas de localización de tiempo de llegada y de radiogoniometría de campo magnético e informa de rayos en la nube y de nube a tierra. La clasificación se obtiene aplicando criterios de forma de onda del campo. Las crestas de la corriente se estiman a partir de los campos medidos utilizando una fórmula empírica basada en datos de rayos provocados por cohetes, y las crestas del campo se ajustan para tener en cuenta los efectos de propagación (más fuertes que la dependencia de la proporcionalidad inversa de la distancia). En Rakov y Uman (2003, capítulo 17), Orville (2008), Cummins y Murphy (2009) y las referencias allí incluidas se puede consultar más información sobre la evolución de la NLDN, su metodología y las aplicaciones de los datos de la NLDN.

Se ha estudiado la eficiencia de la detección de las descargas y los rayos de nube a tierra utilizando cámaras de video en el sur de Arizona, Oklahoma y Texas (Biagi y otros, 2007). La eficiencia de la detección de descargas en el sur de Arizona se estimó en el 76% ($N = 3\,620$) y en Texas y Oklahoma en el 85% ($N = 885$). La eficiencia de la detección de rayos fue del 93% ($N = 1\,097$) y del 92% ($N = 367$), respectivamente. Además, la clasificación de los fenómenos de rayos como descargas en la nube o de nube a tierra se analizó en este estudio y otro similar (que utilizó también medidas independientes de la forma de onda del campo eléctrico) en la región de Colorado, Kansas y Nebraska (Fleenor y otros, 2009).

Asimismo, se ha estudiado la eficiencia de la detección de las descargas y los rayos de nube a tierra utilizando datos verificados en tierra de rayos provocados por cohetes en la región de Florida (Jerauld y otros, 2005; Nag y otros, 2011). En el último estudio (2004 a 2009), se determinó que la eficiencia de la detección de descargas y rayos de nube a tierra era del 76% ($N = 139$) y del 92% ($N = 37$), respectivamente. Las descargas de los rayos provocados por cohetes son similares a las descargas regulares subsiguientes (que siguen los caminos formados anteriormente) de los rayos naturales y, por consiguiente, la eficiencia de la detección de descargas del 76% se aplica solo a las descargas negativas regulares subsiguientes de los rayos naturales. Se considera que la eficiencia de la detección de rayos derivada de los rayos provocados por cohetes es una subestimación del valor real de los relámpagos negativos naturales, puesto que las primeras descargas suelen tener crestas de corriente superiores a las subsiguientes.

Nag y Rakov (2012) examinaron las formas de las ondas de los campos eléctricos producidos por 45 rayos positivos con 53 descargas. De estas, la NLDN localizó 51 (el 96%), de las cuales 48 (el 91%) se clasificaron correctamente y 3 descargas de retorno se clasificaron erróneamente como descargas en la nube.

Según Cummins y Murphy (2009), la eficiencia de detección de rayos en la nube de la NLDN (un rayo se consideraba detectado si se detectaba al menos una pulsación en VLF/LF producida por este) es del orden del 10 al 20%, dependiendo de las diferencias locales de las distancias entre estaciones. Nag y otros (2010) examinaron campos eléctricos de banda ancha, derivadas de los campos eléctrico y magnético, y ráfagas de radiación VHF de banda estrecha (36 MHz) producidos por 157 descargas compactas en la nube. La NLDN localizó 150 de estas descargas (el 96%) y clasificó correctamente a 149 de estas (el 95%) como descargas en la nube.

Nag y otros (2011), comparando las ubicaciones informadas por la NLDN con las ubicaciones conocidas con exactitud obtenidas de los lanzacohetes, que consideraron como los puntos exactos de las descargas al suelo, estimaron que la mediana absoluta del error de localización era de 308 m, con un error máximo de 4,2 km ($N = 105$). Los errores de estimación de las crestas de la corriente se calcularon comparando las crestas de la corriente informadas por la NLDN con corrientes medidas directamente en la base de los caminos de rayos provocados por cohetes. El valor absoluto de la mediana del error de estimación de la corriente fue del 13% ($N = 96$). Los errores de estimación de la corriente nunca superaron el 129% en valor absoluto (60% si se excluyen dos valores fuera de límites). Estos resultados se aplican solo a las descargas negativas regulares subsiguientes en rayos naturales.

6.5.3 Red de detección de rayos, 1 a 200 kHz

El método básico utilizado en la Red de detección de rayos (LINET) es el tiempo de llegada, aunque los sensores de campo magnético suministran información sobre el ángulo de llegada, que se usa como verificación de la plausibilidad de las localizaciones calculadas. La información sobre la elevación derivada del tiempo de llegada al sensor más cercano se usa para clasificar los procesos de los rayos en la nube y los procesos en la nube de rayos de nube a tierra (por ejemplo, la descomposición preliminar) por un lado, y las descargas de nube a tierra por el otro (se supone que las ubicaciones cercanas al suelo guardan relación con descargas de nube a tierra y las elevadas con todos los demás procesos). Se afirma que puede lograrse una separación fiable de las descargas de retorno y los pulsos en la nube siempre que el sensor más cercano esté a menos de 100 km de la descarga, lo cual requiere líneas de base de 200 a 250 km o menos. Se hace hincapié en la detección de señales de baja amplitud de rayos tanto en la nube como de nube a tierra. Las crestas de la corriente de procesos de rayos en la nube, los procesos en la nube (como la descomposición preliminar) en rayos de nube a tierra y las descargas de nube a tierra se estiman suponiendo una proporcionalidad directa entre la cresta de la corriente y la del campo magnético (o eléctrico) y una dependencia inversa de la distancia de la cresta del campo. En Betz y otros (2009) y las referencias allí incluidas figura más información sobre LINET.

De manera semejante a los sistemas en VHF de formación de imágenes de los caminos del rayo, no está claro cómo definir la eficiencia de detección de la red LINET que, en cierto sentido, también traza la evolución de los caminos del rayo, aunque con un número considerablemente menor de fuentes localizadas por rayo. Además, los procesos en la nube de rayos de nube a tierra (como la descomposición preliminar) se asignan a la categoría de rayo en la nube, lo cual aparentemente no es coherente con las definiciones tradicionales de rayo en la nube como rayo sin descarga de nube a tierra y un rayo nube a suelo como rayo que tiene tanto procesos en la nube como descargas de nube a tierra. Esto probablemente no sea importante para varias aplicaciones, como la trayectoria de núcleos tormentosos y la detección de fenómenos meteorológicos extremos.

Se afirma que el error de localización aleatorio es aproximadamente de 150 m, pero se reconoce la existencia de errores sistemáticos. En Betz y otros (2009) se ofrece un ejemplo de 58 descargas localizadas que aparentemente terminaron en una torre con instrumentos con un error medio de localización de menos de ~100 m, después de compensar los errores sistemáticos que causaron un sesgo de localización de ~200 m.

Se desconoce el error de estimación de las crestas de la corriente de las redes LINET (hasta la fecha no se han realizado comparaciones con datos de verificación en tierra).

6.5.4 Red de localización precisa de Estados Unidos, 1,5 a 400 kHz

La Red de localización precisa de Estados Unidos (USPLN) emplea la técnica de tiempo de llegada en VLF/LF y consta de 100 sensores de campo eléctrico que cubren el territorio continental de Estados Unidos y otras partes de América del Norte. No se ha informado de estudios formales del funcionamiento de este sistema, aunque sus operadores afirman, aparentemente sobre la base del análisis de simulaciones de la red, una eficiencia de detección de descargas del 95% y un error de localización típico de 250 m en la mayor parte de América del Norte (eficiencia de detección >80% y error de localización < 1 km en zonas de despliegue clave en otras partes del mundo). La diferenciación entre los procesos en la nube y de nube a tierra aparentemente se logra examinando el contenido y la amplitud de la frecuencia de las señales recibidas. No se ha descrito formalmente el procedimiento de conversión de campo a corriente, ni se dispone de información de ensayos de su validez.

6.5.5 Red de detección total de rayos de Earth Networks, 1 Hz a 12 MHz

Los sensores de la Red de detección total de rayos de Earth Networks (ENTLN) funcionan en un intervalo de frecuencia de 1 Hz a 12 MHz (abarcando los espectros de ELF, VLF, LF, MF y HF). Esta red, que en 2013 tenía más de 700 sensores, utiliza el método TDL. Informa tanto de los rayos en la nube como de nube a tierra.

Según Heckman y Liu (2010), la totalidad de las formas de onda del campo eléctrico se transmite desde el sensor a la unidad de procesamiento de datos, y se utiliza tanto para localizar los fenómenos de los rayos como para diferenciar entre los procesos en la nube y de nube a tierra. Las descargas (o los fenómenos individuales en la nube) se agrupan en un rayo si están espaciadas entre 700 ms y 10 km de la primera descarga o el primer fenómeno individual en la nube detectados. Un rayo que tiene al menos una descarga de retorno se clasifica como de nube a tierra, en caso contrario, como rayo en la nube. Para calcular la trayectoria de núcleos tormentosos y la generación de alertas de tormentas, solo se utilizan los rayos (ya que es más probable que el sistema detecte los rayos que las descargas).

No se ha informado de estudios de funcionamiento formales del sistema en la bibliografía revisada por homólogos, pero los operadores del sistema afirman que las pruebas de funcionamiento llegan a la conclusión de que la ENTLN logra una eficiencia de detección de rayos del 40% al 50% en gran parte de Estados Unidos y de hasta el 95% en las regiones de centro occidente y oriental de Estados Unidos (Heckman y Liu, 2010). El sistema parece centrarse en maximizar la eficiencia de detección de los rayos en la nube. Al extender el intervalo de frecuencia de detección a los espectros de MF y HF, la ENTLN procura detectar y registrar los pulsos más débiles a mayor distancia que otros sistemas en VLF/LF con líneas de base semejantes.

Hasta la fecha no se ha descrito formalmente el procedimiento de conversión de campo a corriente, ni se dispone de información sobre ensayos de su validez.

6.5.6 Red mundial de detección de rayos, 6 a 18 kHz

La Red mundial de detección de rayos (WWLLN) utiliza el método de tiempo de llegada en grupo para localizar rayos. El método se basa en el hecho de que las señales de VLF de los rayos (atmosféricos) que se propagan en la guía de onda de la ionosfera a la Tierra son objeto de dispersión, pues los componentes de frecuencia más alta llegan antes que los de frecuencia más baja. El tiempo de llegada en grupo, una cantidad que puede calcularse a partir de las ondas de los atmosféricos medidos, guarda relación con la distancia recorrida por el atmosférico. A marzo de 2012, la WWLLN utilizaba 57 sensores ubicados en todos los continentes, aunque, según se señala en Dowden y otros (2002), en principio podría obtenerse cobertura mundial con tan solo 10 sensores. Las distancias entre sensores son del orden de los miles de kilómetros. Actualmente, se considera que solo se localizan con exactitud aceptable los fenómenos de rayos que se registran en al menos 5 sensores y que tienen residuales (incertidumbre en la medición temporal de la descarga) iguales o menores que 30 μ s.

En el último estudio de las características de funcionamiento de la WWLLN, Abarca y otros (2010) utilizaron datos de la NLDN como datos de verificación en tierra y determinaron que la eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra mejoró de aproximadamente el 3,9% en 2006-2007 al 10,3% en 2008-2009, período en el que el número de sensores aumentó de 28 en 2006 a 38 en 2009. En los fenómenos con crestas de corriente informadas por la NLDN de 130 kA o más, la eficiencia de la detección ascendió al 35%. Se estimó el error de localización medio entre 4 y 5 km.

La interacción de las señales de los rayos con la ionosfera produce una distorsión espectral de la forma de onda recibida, de modo que no es sencillo inferir la cresta de la corriente ni la polaridad del rayo. No obstante, Hutchins y otros (2012) desarrollaron un método para convertir la energía radiada de la descarga en la banda de 6 a 18 kHz a la cresta de la corriente. Hasta la fecha se desconocen los errores que entraña dicha conversión.

6.5.7 **Conjunto Mundial de Datos de Rayos, VLF**

El Conjunto Mundial de Datos de Rayos (GLD360), también conocido como Red Mundial de Detección de Rayos (GLDN), emplea un número no especificado de sensores de VLF situados estratégicamente en todo el mundo. Las localizaciones se obtienen utilizando los métodos de tiempo de llegada y de radiogoniometría de campo magnético junto con un algoritmo de reconocimiento de la forma de onda del rayo. Este se basa en un conjunto de formas de onda canónicas correspondientes a distancias de propagación del orden de los miles de kilómetros (Said y otros, 2010).

Según los operadores de la red, la eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra esperada es del 60% al 70% y la mediana del error de localización es de 5 a 10 km. Demetriades y otros (2010) evaluaron las características de funcionamiento del GLD360 utilizando datos verificados en tierra de la NLDN y concluyeron que la eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra era del 86 al 92% y que la mediana del error de localización era de 10,8 km. Basándose en un estudio semejante que utilizó la red de detección de rayos de Brasil, Naccarato y otros (2010) informaron de una eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra del 16% y de una media del error de localización de 12,5 km. Utilizando mediciones sincronizadas del campo eléctrico y mediciones mediante una cámara de video de alta velocidad de rayos de nube a tierra en Bélgica como datos verificados en tierra, Poelman y otros (2013) determinaron que la eficiencia de la detección de rayos y descargas de nube a tierra del GLD360 era del 96% y el 70%, respectivamente, y que la mediana del error de localización era de 900 m. Utilizando datos verificados en tierra de la NLDN, Said y otros (2013) informaron de una eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra del 57% y una mediana del error de localización de 2,5 km.

El GLD360 también informa de la cresta de la corriente y la polaridad. Respecto de la NLDN, Said y otros (2013) concluyeron que los errores de magnitud de la media aritmética y la media geométrica de la cresta de la corriente del GLD360 eran del 21% y del 6%, respectivamente. El GLD360 comunicó la misma polaridad que la NLDN en el 96% de las descargas coincidentes.

6.5.8 **Red de detección mediante diferencias de tiempo de llegada**

El sistema de localización de rayos a larga distancia de la red de detección mediante diferencias de tiempo de llegada (ATDnet) es la última versión del sistema de localización de rayos en VLF de la Oficina Meteorológica de Reino Unido, que está en funcionamiento desde 1987. Actualmente la red consta de 10 sensores en Europa que aportan información a la red principal y sensores adicionales en Europa y otros lugares con fines de desarrollo y ensayos. La red fue concebida para la localización de rayos en Europa, pero es capaz de detectar regularmente rayos en África y Sudamérica. Los sensores, llamados estaciones periféricas, detectan formas de onda de VLF atmosféricas y transmiten datos sobre estas a un procesador central en la Oficina Meteorológica de Reino Unido, donde se utiliza una técnica de correlación de formas de onda para determinar las diferencias en los tiempos de llegada de las formas de onda en toda la red. Estas diferencias se utilizan para localizar los rayos.

Poelman y otros (2013) determinaron que el error aleatorio de localización de la ATDnet era del orden de 1 km y la eficiencia de detección de rayos de nube a tierra, del 88%. La mediana de la incertidumbre de la localización de las descargas de nube a tierra en Europa probablemente sea del orden de 2 a 5 km, aunque este dato requiere verificación en la bibliografía revisada por homólogos. Actualmente, la ATDnet no proporciona información sobre la polaridad de las descargas, su tipo (de nube a tierra o en la nube) ni la potencia y la cresta de la corriente.

6.6 **UTILIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE LOCALIZACIÓN DE RAYOS POR LOS SERVICIOS METEOROLÓGICOS**

Los datos sobre rayos son útiles en distintas esferas de importancia para organizaciones de servicios meteorológicos públicos y privados. Los organismos meteorológicos nacionales suelen utilizar estos datos para cumplir sus obligaciones nacionales de protección de la

vida y la propiedad, y las entidades comerciales los utilizan para suministrar mejores alertas meteorológicas de fenómenos extremos, predicciones y orientación a sus clientes para aplicaciones especializadas, entre otras en los ámbitos de la aviación, la agricultura, la energía y los medios de comunicación.

6.6.1 **Reconocimiento de tormentas y alertas de condiciones meteorológicas extremas**

Una de las funciones importantes de los servicios meteorológicos es proveer avisos fiables de condiciones meteorológicas extremas. Por lo general, se logra una mejor capacidad de predicción de condiciones meteorológicas extremas y un menor número de falsas alarmas cuando se explotan varias fuentes de datos, pero dado que las tormentas suelen estar acompañadas de un aumento de procesos en la nube, los datos de los sistemas de localización de rayos pueden servir en sí mismos como un indicador claro de la fuerza y la magnitud de los núcleos tormentosos. Ello señala la importancia de las redes de detección de rayos totales, como las que funcionan en las bandas de LF, MF y HF, ya que la detección de las descargas de nube a tierra por sí sola no basta para esta aplicación.

Aunque puede emitirse una alerta en el momento mismo en que tiene lugar una descarga en la cercanía de un área con instrumentos, un procedimiento más fiable entraña la determinación de un núcleo tormentoso y su seguimiento a medida que se traslada por una zona de interés o hacia esta. Algunos sistemas de localización de rayos permiten una extrapolación de corto plazo (predicción inmediata) del desplazamiento del núcleo de aproximadamente 1 hora. Al medir la cantidad total de rayos y los cambios en esa cantidad, pueden localizarse los núcleos con rayos que tienen el potencial de producir condiciones meteorológicas extremas. Cuando se detecta un núcleo y la cantidad total de rayos supera un umbral determinado, puede generarse una alerta.

Con la excepción de algunas tormentas generadas a lo largo de los límites frontales, las predicciones de más largo plazo con capacidad aceptable exigen el uso de modelos de predicción numérica del tiempo (PNT). Por último, cabe señalar que los rayos, en combinación con el seguimiento del núcleo tormentoso, no solo indican el inicio de actividad de tormenta fuerte, sino también el fin de la amenaza en una zona determinada.

Si bien los informes de tormenta de localizadores en el suelo o el aire son una fuente de información de valor incalculable durante fenómenos meteorológicos extremos, la información derivada de técnicas de teledetección (incluida la detección de rayos) está cobrando cada vez mayor importancia. Ahora es posible utilizar la reflectividad de radar, imágenes de nubes, temperaturas pirométricas de microondas pasivos y datos de rayos (solos o en combinación) para detectar actividad de tormenta con elevada exactitud y fiabilidad, aun en regiones aisladas. De todas estas técnicas, las redes mundiales y/o locales de sistemas de localización de rayos y los detectores aislados en el suelo o en aeronaves son claramente los más precisos para detectar actividad de tormenta considerable por las razones mencionadas anteriormente. Si bien la detección simple de tormentas es posible con cualquier sistema de localización de rayos, la realización de mediciones más completas exige sistemas y técnicas avanzadas capaces de suministrar detección y clasificación tempranas de la actividad de tormenta y al mismo tiempo reducir las falsas alarmas a un nivel aceptable.

6.6.2 **Predicción inmediata, predicción y productos derivados**

La predicción inmediata es una técnica muy utilizada para la predicción meteorológica a muy corto plazo. Comienza con la información en un momento determinado del estado del tiempo en la atmósfera expresado mediante uno o más parámetros observados y luego usa una estimación de su movimiento para predecir su magnitud y ubicación en un breve período en el futuro. La exactitud de la predicción inmediata depende de la validez del supuesto de que el tiempo asociado con el o los parámetros observados se mantendrá durante ese período sin cambios importantes. Por supuesto, algunos parámetros de los rayos son indicativos de la fase del ciclo de vida de una tormenta, lo cual también puede aprovecharse para la predicción inmediata.

Tal supuesto es razonable para períodos breves (~1 hora), pero su validez disminuye con el tiempo. En consecuencia, las extrapolaciones para períodos mayores de 1 hora exigen el uso de técnicas de asimilación de datos y de PNT.

Las evaluaciones cualitativas de los datos de los sistemas de localización de rayos habitualmente entrañan la representación de datos sobre los rayos en mapas (con o sin otra información) en tiempo real o casi real. Estos productos pueden utilizarse para muchos fines, como localizar o delimitar una superficie que probablemente se vea afectada por una tormenta y ayudar a la adopción de una decisión sobre la emisión de una alerta. Además de la evaluación cualitativa, los datos de los sistemas de localización de rayos de alta calidad son muy susceptibles al tratamiento cuantitativo, incluidas evaluaciones estadísticas de la cantidad de descargas para estimar la intensidad de la tormenta, lo que puede mejorar considerablemente su utilidad.

Se están ejecutando varios proyectos destinados a desarrollar procedimientos automatizados para el seguimiento de núcleos tormentosos y la evaluación de los parámetros de los rayos en esas áreas. El perfeccionamiento de la interpretación, el análisis y las animaciones de los resultados del seguimiento de los núcleos deberían mejorar considerablemente el potencial de predicción inmediata de los datos de los sistemas de localización de rayos. La combinación del seguimiento de núcleos mediante rayos y radar es otro producto derivado potencialmente útil.

Por último, los datos de los rayos, así como otras observaciones como la reflectividad de radar, pueden utilizarse para generar estadísticas de resultados de modelos para la predicción objetiva (Glahn y Lowry 1972; Knüpfner, 1996) adecuadas para su uso en técnicas probabilísticas del proceso posterior, como las descritas por el modelo de PNT de actualización rápida cada hora desarrollado por el Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre (ESRL) de la NOAA (Weygandt y otros, 2008).

6.6.3 Rayos y clima

Estudios climatológicos recientes han observado la relación entre rayos y cambio climático (Williams, 2005; Price, 2006 y 2009). A medida que las temperaturas de la superficie y la troposfera inferior aumentan, se prevé que la cantidad de rayos se incrementará entre el 10% y el 100% por cada grado de calentamiento de la superficie, según el modelo y los supuestos utilizados. También hay una relación clara entre temperatura, vapor de agua y actividad de rayos; las tormentas llevan grandes cantidades de vapor de agua a la troposfera superior y la estratosfera inferior, lo cual a su vez influye en el efecto invernadero que afecta al clima de la Tierra. Además, las descargas de los rayos producen óxidos de nitrógeno que influyen en la producción del ozono, un gas de efecto invernadero. No obstante, debe reconocerse, aunque los mecanismos subyacentes que vinculan el cambio climático mundial con los rayos son bien conocidos, que diferentes procesos pueden cobrar importancia de formas imprevistas. Por ejemplo, las simulaciones del clima de Grewe (2008) sugieren que el calentamiento global posiblemente cause la disminución de la cantidad de fenómenos convectivos, aunque estos serán más intensos. Por consiguiente, disminuirá la frecuencia total de rayos, pero se prevé que las tormentas producirán más rayos.

De todos modos, la actividad de rayos es uno de los factores que deberían tenerse en cuenta en todo modelo detallado del clima o en las predicciones de cambio climático. En consecuencia, es importante vigilar la actividad de rayos a diferentes escalas sobre superficies extensas y establecer o ampliar la base de datos de actividades de rayos durante períodos largos. También se estudian las relaciones a menores escalas temporales, que van desde variaciones diarias o diurnas, ondas de cinco días, interestacionales, semestrales y anuales hasta períodos más largos. Para alcanzar este objetivo se deben ampliar los sistemas de localización de rayos de alta precisión, completar los sistemas mundiales de localización de rayos y establecer y aplicar normas para la detección de rayos.

6.6.4 **Verificación de los daños en tierra causados por rayos**

Una de las motivaciones iniciales para el desarrollo de los sistemas de localización de rayos fue contar con una manera objetiva de verificar la causa de los daños causados por rayos en litigios. Además, la mayoría de las compañías de seguros utilizan los datos de los rayos para aceptar o rechazar reclamaciones por daños causados por rayos. Para que sean útiles a este respecto, los sistemas de localización de rayos deben tener una gran precisión tanto de la eficiencia de detección como de la localización en todos los umbrales. La exactitud de la localización debe ser mejor que ~1 km para que pueda demostrarse una correlación fiable entre los rayos y los daños, y deben detectarse descargas relativamente débiles, porque incluso una descarga de 5 kA puede producir daños considerables o sobretensión. El sector de la electricidad necesita una exactitud de localización aún mayor para determinar si la interrupción de la transmisión de una línea de alto voltaje podría haber sido causada por un rayo. Dado que las tormentas fuertes pueden producir una gran cantidad de descargas y los relámpagos pueden estar compuestos de muchas descargas con distintos puntos de llegada al suelo, se requiere una exactitud de 100 a 200 m para establecer una correlación espacial fiable. Por supuesto, este requisito es menos estricto cuando se dispone de los tiempos exactos del corte de energía eléctrica y las descargas; actualmente se dispone de herramientas comerciales para el reconocimiento automático de estos fenómenos.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Abarca, S. F., K. L. Corbosiero y T. J. Galarneau Jr., 2010: "An evaluation of the Worldwide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 115, núm. D18.
- Betz, H. D., K. Schmidt y W. P. Oettinger, 2009: "LINET – An international VLF/LF lightning detection network in Europe", en *Lightning: Principles, Instruments and Applications* (H.D. Betz, U. Schumann y P. Laroche, eds.). Dordrecht, NL, Springer-Verlag.
- Biagi, C. J., K. L. Cummins, K. E. Kehoe y E. P. Krider, 2007: "National Lightning Detection Network (NLDN) performance in southern Arizona, Texas and Oklahoma in 2003–2004", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 112, núm. D5.
- Cummins, K. L. y M. J. Murphy, 2009: "An overview of lightning locating systems: History, techniques, and data uses, with an in-depth look at the U.S. NLDN", en *IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility*, vol. 51, núm. 3, págs. 499 a 518.
- Demetriades, N. W. S., M. J. Murphy y J. A. Cramer, 2010: "Validation of Vaisala's Global Lightning Dataset (GLD360) over the continental United States", en *Preprints, 29ª Conferencia sobre Huracanes y Meteorología Tropical* (10 a 14 de mayo de 2010), Tucson, Arizona.
- Dowden, R. L., J. B. Brundell y C. J. Rodger, 2002: "VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites", en *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, vol. 64, núm. 7, págs. 817 a 830.
- Dwyer, J. R., 2005: "A bolt out of the blue", en *Scientific American*, vol. 292, núm. 5, págs. 64 a 71.
- Fleenor, S. A., C. J. Biagi, K. L. Cummins, E. P. Krider y X. -M. Shao, 2009: "Characteristics of cloud-to-ground lightning in warm-season thunderstorms in the Central Great Plains", en *Atmospheric Research*, vol. 91, págs. 333 a 352.
- Glahn, H. R., y D. A. Lowry, 1972: "The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 11, págs. 1203 a 1211.
- Grewe, V., 2008: "Impact of lightning on air chemistry and climate", en *Lightning: Principles, Instruments and Applications* (H.D. Betz, U. Schumann y P. Laroche, eds.). Dordrecht, NL, Springer-Verlag.
- Heckman, S. y C. Liu, 2010: "The application of total lightning detection and cell tracking for severe weather prediction", en *Proceedings of the International Conference on Grounding and Earthing (GROUND'2010) and Fourth International Conference on Lightning Physics and Effects (LPE)* (noviembre de 2010), Salvador (Brasil).
- Hendry, J., 1993: "Panning for lightning (including comments on the photos by M.A. Uman)", en *Weatherwise*, vol. 45, núm. 6, pág. 19.
- Hutchins, M. L., R. H. Holzworth, C. J. Rodger y J. B. Brundell, 2012: "Far-field power of lightning strokes as measured by the World Wide Lightning Location Network", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 29, págs. 1102 a 1110.
- Jerauld, J., V. A. Rakov, M. A. Uman, K. J. Rambo, D. M. Jordan, K. L. Cummins y J. A. Cramer, 2005: "An evaluation of the performance characteristics of the U.S. National Lightning Detection Network in Florida using rocket-triggered lightning", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 110, núm. D19.
- Knüpffer, K., 1996: "Methodical and predictability aspects of MOS systems", en *Preprints of the Thirteenth Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences* (21 a 23 de febrero de 1996), San Francisco, California. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, págs. 190 a 197.
- Le Vine, D. M., 1980: "Sources of the strongest RF radiation from lightning", en *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 85, núm. C7, págs. 4091 a 4095.
- Lojou, J. -Y., M. J. Murphy, R. L. Holle y N. W. S. Demetriades, 2008: "Nowcasting of thunderstorms using VHF measurements", en *Lightning: Principles, Instruments and Applications* (H.D. Betz, U. Schumann y P. Laroche, eds.). Dordrecht, NL, Springer-Verlag.
- Mardiana, R. y Z. -I. Kawasaki, 2000: "Broadband radio interferometer utilizing a sequential triggering technique for locating fast-moving electromagnetic sources emitted from lightning", en *IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement*, vol. 49, núm. 2, págs. 376 a 381.
- Morimoto, T., A. Hirata, Z. Kawasaki, T. Ushio, A. Matsumoto y J. H. Lee, 2004: "An operational VHF broadband digital interferometer for lightning monitoring", en *IEEJ Transactions on Fundamentals and Materials*, vol. 124, núm. 12, págs. 1232 a 1238.
- Naccarato, K. P., O. Pinto Jr., S. A. M. Garcia, M. Murphy, N. Demetriades y J. Cramer, 2010: *Validation of the new GLD360 dataset in Brazil: First results*. Vigésimoprimera Conferencia Internacional sobre Detección de Rayos (19 a 22 de julio de 2010), Orlando, Florida.

- Nag, A., S. Mallick, V. A. Rakov, J. S. Howard, C. J. Biagi, J. D. Hill, M. A. Uman, D. M. Jordan, K. J. Rambo, J. E. Jerauld, B. A. DeCarlo, K. L. Cummins y J. A. Cramer, 2011: "Evaluation of U.S. National Lightning Detection Network performance characteristics using rocket-triggered lightning data acquired in 2004–2009", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 116, núm. D2.
- Nag, A. y V. A. Rakov, 2012: "Positive lightning: An overview, new observations, and inferences", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 117, núm. D8.
- Nag, A., V. A. Rakov, D. Tsalikis y J. A. Cramer, 2010: "On phenomenology of compact intracloud lightning discharges", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 115, núm. D14.
- Orville, R. E., 2008: "Development of the National Lightning Detection Network", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 89, núm. 2, págs. 180 a 190.
- Poelman, D. R., W. Schulz y C. Vergeiner, 2013: "Performance characteristics of distinct lightning detection networks covering Belgium", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 30, núm. 5, págs. 942 a 951.
- Price, C., 2006: "Global thunderstorm activity", en *Sprites, Elves and Intense Lightning Discharges* (M. Fullekrug, E. Mareev y M. Rycroft, eds.). Springer, Ámsterdam, págs. 85 a 99.
- Price, C., 2009: "Will a drier climate result in more lightning?", en *Atmospheric Research*, vol. 91, núm. 2, págs. 479 a 484.
- Rakov, V.A., 1999: "Lightning electric and magnetic fields", en *Proceedings of the Thirteenth International Zurich Symposium on Electromagnetic Compatibility* (16 a 18 de febrero de 1999), Zúrich (Suiza).
- Rakov, V. A. y M. A. Uman, 2003: *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press.
- Said, R. K., M. B. Cohen y U. S. Inan, 2013: "Highly intense lightning over the oceans: Estimated peak currents from global GLD360 observations", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 118, núm. 13 (disponible en: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/jgrd.50508/pdf>).
- Said, R. K., U. S. Inan y K. L. Cummins, 2010: "Long-range lightning geolocation using a VLF radio atmospheric waveform bank", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 115, núm. D23.
- Shao, X. M., D. N. Holden y P. R. Krehbiel, 1996: "Broadband radio interferometry for lightning observation", en *Geophysical Research Letters*, vol. 23, págs. 1917 a 1920.
- Smith, D. A., X. M. Shao, D. N. Holden, C. T. Rhodes, M. Brook, P. R. Krehbiel, M. Stanley, W. Rison y R. J. Thomas, 1999: "A distinct class of isolated intracloud discharges and their associated radio emissions", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 104, núm. D4, págs. 4189 a 4212.
- Thomas, R. J., P. R. Krehbiel, W. Rison, S. J. Hunyady, W. P. Winn, T. Hamlin y J. Harlin, 2004: "Accuracy of the Lightning Mapping Array", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 109, núm. D14.
- Weygandt, S. S., M. Hu, S. G. Benjamin, T. G. Smirnova, K. J. Brundage y J. M. Brown, 2008: *Assimilation of lightning data using a diabatic digital filter within the Rapid Update Cycle*. Vigésima Conferencia Internacional sobre Detección de Rayose (21 a 23 de abril de 2008), Tucson, Arizona.
- Williams, E., 2005: "Lightning and climate: A review", en *Atmospheric Research*, vol. 76, págs. 272 a 287.
-