

eman ta zabal zazu



Universidad  
del País Vasco

Euskal Herriko  
Unibertsitatea

**Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea  
Departamento de Física Aplicada II**

**ESTUDIO DE LOS RAYOS EN EL PAÍS  
VASCO Y SU RELACIÓN CON LA  
PRECIPITACIÓN**

**Tesis doctoral presentada por**

**Joseba Areitio Piedra.**

**Director: Agustín Ezcurra Talegón**

**Vitoria –Gasteiz 2010**



# **Dedicatoria**

A mis padres, que llevan esperando mucho tiempo esta tesis doctoral.



## Agradecimientos

Desde estas líneas quisiera mostrar mi agradecimiento a todas las personas que han colaborado de una forma u otra en la elaboración de esta tesis doctoral.

Agradezco en primer lugar a mi director, el Dr. Agustín Ezcurra Talegón por su orientación, ánimo y paciencia en la dirección de un largo trabajo para cuyo término hemos tenido que rebasar muchos obstáculos de distinta índole. Agustín nunca ha tenido un mal gesto y ni una sola mala palabra para conmigo.

A Isabel Herrero Bengoetxea, por todo. Esta tesis es tan suya como mía. Nunca hubiera llegado a su fin sin su inestimable ayuda, apoyo y ánimo. Mi agradecimiento está en el mismo orden de importancia que al de mi director. No existen suficientes palabras en una enciclopedia para expresar mi gratitud.

A todos mis compañeros del Departamento de Física Aplicada y de la Escuela Universitaria de Vitoria que han constituido una familia durante todos estos años: Xabi Iñigo, Germán Encina, Rafa Peña, Jesús Arregi, Javi Argandoña, Ángel García, Andoni Doval, Juan Mari Puras, José Ignacio Martín...

Sería injusto no reconocer en estas líneas el apoyo científico y personal de los doctores Jon Sáenz y Gabriel Ibarra y de todos aquellos que como Roberto Hernández, Montse García Latorre, Gustavo Santidrián o Marcos García Sotillos colaboraron en esta tesis de alguna forma. Tampoco olvido a Paco Valero, mi profesor de meteorología, tutor y amigo de la Universidad Complutense de Madrid de donde tengo muchos y gratos recuerdos.

A Roberto Gil, Aneta Skica, Joanna, Gali, Toño, JoxeRamón, Eduardo, Horacio, Iván De Miguel, Juampe, Eneko, y Joseba Legarza que me han apoyado y espoleado en todo momento, y a Luís Ángel Elgoro con quien empecé los estudios de física y desea tanto como yo mi doctorado.

Y por supuesto a toda mi familia, que ha esperado mucho tiempo la finalización de este trabajo.

Muchas gracias a todos.



# Índice

<b>RESUMEN .....</b>	<b>11</b>
----------------------	-----------

<b>CAPÍTULO 1: BASES TEÓRICAS .....</b>	<b>15</b>
---	-----------

<b>1.1 INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>15</b>
<b>1.2 EL MODELO DE CONDENSADOR TELÚRICO.....</b>	<b>18</b>
1.2.1 EL CONDENSADOR TELÚRICO .....	18
1.2.2 CARACTERÍSTICAS DEL CONDENSADOR TELÚRICO.....	22
1.2.3 VALIDACIÓN DEL MODELO DE CONDENSADOR TELÚRICO .....	24
<b>1.3. LA ELECTRICIDAD EN LAS CÉLULAS TORMENTOSAS .....</b>	<b>25</b>
1.3.1. ELECTRIFICACIÓN DE LAS NUBES. MECANISMOS DE GENERACIÓN Y SEPARACIÓN DE CARGA.....	27
1.3.2. ESTRUCTURA ELÉCTRICA NUBOSA. MODELOS BÁSICOS DE ESTRUCTURA ELÉCTRICA EN LAS NUBES DE TORMENTA .....	31
1.3.3. EL RAYO.....	36
1.3.4. TIPOS DE DESCARGAS ELÉCTRICAS.....	39
<b>1.4. CLIMATOLOGÍA GLOBAL DE TORMENTAS.....</b>	<b>42</b>
<b>1.5. SISTEMAS DE DETECCIÓN DE RAYOS.....</b>	<b>44</b>
<b>1.6. RELACIONES ENTRE LOS RAYOS Y LA PRECIPITACIÓN.....</b>	<b>47</b>
1.6.1 INTRODUCCIÓN .....	47
1.6.2 CASUÍSTICA DE LAS RELACIONES ESPACIO TEMPORALES ENTRE LOS RAYOS Y LA PRECIPITACIÓN.....	50
1.6.3 ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN A PARTIR DEL NÚMERO DE RAYOS.....	52
1.6.4 CAUSAS DE LA VARIACIÓN DEL VOLUMEN DE PRECIPITACIÓN POR RAYO.....	57
1.6.5 PEDRISCO, TIEMPO SEVERO Y RAYOS POSITIVOS .....	62
<b>1.7 CONCLUSIONES .....</b>	<b>67</b>

<b>CAPÍTULO 2: CARACTERÍSTICAS DE LAS DESCARGAS ELÉCTRICAS EN EL PAÍS VASCO DURANTE EL PERIODO 1992-1996 .....</b>	<b>75</b>
--	-----------

<b>2.1 INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>75</b>
<b>2.2 OBTENCIÓN DE DATOS .....</b>	<b>77</b>
<b>2.3 RESULTADOS .....</b>	<b>79</b>
2.3.1 RAYOS TOTALES .....	79
TOTAL.....	79
2.3.2 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL NÚMERO DE DESCARGAS DE RAYOS DURANTE EL PERIODO 1992 – 1996 .....	81
2.3.3 DENSIDAD INTERANUAL DE RAYOS .....	83
2.3.4 DISTRIBUCIÓN ESTACIONAL DE LOS RAYOS .....	84
2.3.5 VALORES MEDIOS MENSUALES Y ANUALES DE LA INTENSIDAD MEDIA DE LOS RAYOS .....	87
2.3.6 DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIAS DE LA INTENSIDAD DE LOS RAYOS.....	91
2.3.7 VARIACIÓN ESTACIONAL DE LA DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIAS DE LA INTENSIDAD DE LOS RAYOS .....	92
2.3.8 ANÁLISIS REGIONAL DE LA INTENSIDAD .....	94
2.3.9 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA INTENSIDAD MEDIA DE LOS RAYOS DURANTE EL PERIODO 1992-1996.....	96
2.3.10 MULTIPLICIDAD .....	100

2.3.11 VARIACIÓN DE LA INTENSIDAD DE LA PRIMERA DESCARGA DE RETORNO EN FUNCIÓN DE LA MULTIPLICIDAD .....	103
2.3.12 DISTRIBUCIÓN HORARIA .....	105
2.3.13 ESTUDIO DE LOS RAYOS POSITIVOS DURANTE EL PERIODO 1992-1996 .....	106
<b>2.4 CONCLUSIONES .....</b>	<b>109</b>

### **CAPÍTULO 3: CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA EN EL PAÍS VASCO..... 113**

<b>3.1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>113</b>
<b>3.2. CLASIFICACIÓN SINOPTICA DE TIPOS DE TIEMPO. METODOLOGÍA Y PROCEDIMIENTO DE CLASIFICACIÓN.....</b>	<b>115</b>
<b>3.3 ANÁLISIS DE LOS TIPOS DE TIEMPO .....</b>	<b>120</b>
3.3.1 ANÁLISIS POR TIPO DE FLUJO A 850 hPA .....	121
3.3.2 ANÁLISIS POR TIPOS DE CIRCULACIÓN A 500 hPA .....	122
3.3.3 ANÁLISIS EN FUNCIÓN DE LOS TIPOS DE TIEMPO .....	123
<b>3.4 CONCLUSIONES .....</b>	<b>126</b>

### **CAPÍTULO 4: CARACTERÍSTICAS DE LA ACTIVIDAD ELÉCTRICA EN FUNCIÓN DE LAS SITUACIONES METEOROLÓGICAS. .... 131**

<b>4.1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>131</b>
<b>4.2 NÚMERO Y PORCENTAJE DE DÍAS CON TORMENTA.....</b>	<b>133</b>
<b>4.3 NÚMERO DE RAYOS POR TIPO DE TIEMPO .....</b>	<b>139</b>
<b>4.4 NÚMERO MEDIO DE RAYOS POR DÍA DE TORMENTA .....</b>	<b>143</b>
<b>4.5 NÚMERO MÁXIMO DE RAYOS EN 24 HORAS .....</b>	<b>147</b>
<b>4.6 PORCENTAJE DE RAYOS POSITIVOS.....</b>	<b>150</b>
<b>4.7 CONCLUSIONES .....</b>	<b>155</b>

### **CAPÍTULO 5: RELACIONES ENTRE LOS RAYOS Y LA PRECIPITACIÓN SEGÚN LOS TIPOS DE TIEMPO EN LAS TRES CAPITALES DE LA C.A.P.V..... 161**

<b>5.1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>161</b>
<b>5.2 ANÁLISIS DE LA PRODUCCIÓN DE PRECIPITACIÓN POR RAYO EN BILBAO, VITORIA Y SAN SEBASTIÁN.....</b>	<b>163</b>
<b>5.3 ANÁLISIS MULTIVARIANTE DE LA PRODUCCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN TORMENTAS SOBRE EL PAÍS VASCO DURANTE EL PERÍODO 1992-1996 .....</b>	<b>173</b>
<b>5.4 CONCLUSIONES .....</b>	<b>182</b>

### **CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES FINALES DE LA TESIS ..... 187**

### **REFERENCIAS ..... 195**

### **ANEXOS ..... 209**

### **ANEXO I: DESCRIPCION DE LOS TIPOS DE TIEMPO..... 213**

<b>TIPOS MARÍTIMOS CON CIRCULACIÓN ZONAL .....</b>	<b>213</b>
<b>TIPOS MARÍTIMOS CON CIRCULACIÓN MERIDIANA .....</b>	<b>216</b>
<b>TIPOS MARÍTIMOS CON FLUJO DESPRENDIDO .....</b>	<b>221</b>
<b>TIPOS IBÉRICOS CON FLUJO ZONAL .....</b>	<b>222</b>



<b>TIPOS IBÉRICOS CON FLUJO MERIDIANO .....</b>	<b>225</b>
<b>TIPOS IBÉRICOS CON FLUJO DESPRENDIDO .....</b>	<b>228</b>
<b>TIPOS CONTINENTALES CON FLUJO MERIDIANO.....</b>	<b>230</b>
<b>TIPOS CONTINENTALES CON FLUJO DESPRENDIDO.....</b>	<b>232</b>
<b>TIPOS LOCALES CON FLUJO ZONAL .....</b>	<b>235</b>
<b>TIPOS LOCALES CON FLUJO MERIDIANO .....</b>	<b>238</b>
<b>TIPOS LOCALES CON FLUJO DESPRENDIDO .....</b>	<b>240</b>



## Resumen

El objeto principal de esta tesis es conocer las características de los rayos sobre el País Vasco, y el estudio de las relaciones existentes entre los rayos y la precipitación en esta misma área.

El desarrollo en las dos últimas décadas de los sistemas de detección de rayos ha permitido dar un salto en el conocimiento del comportamiento eléctrico de las tormentas y, por tanto, en el estudio de su dinámica y estructura. Los sistemas de detección de rayos permiten conocer no sólo la localización de los rayos, sino también sus características físicas, tales como la intensidad, la polaridad o la carga que transportan, entre otras.

Una de las principales cuestiones que se planteaban con anterioridad al desarrollo y comercialización de los sistemas detectores de rayos consistía en conocer qué relación existía entre la precipitación y la actividad eléctrica de una tormenta. Es un hecho empírico observado que la precipitación se puede producir en ausencia de rayos, pero también se creía que tras el impacto de un rayo la precipitación experimentaba un incremento.

Las numerosas investigaciones realizadas con el fin de conocer cómo son las relaciones entre la precipitación y los impactos de rayos en diferentes sistemas tormentosos y en diferentes lugares geográficos, han dado con frecuencia resultados dispares. Este hecho se debe a los múltiples factores que gobiernan ambos procesos, la precipitación y los rayos, no encontrándose una relación simple o unívoca entre ambos.

La tesis que presentamos está estructurada en seis capítulos:

El primero de ellos es una revisión de las bases teóricas correspondientes a la electricidad atmosférica, y a la relación entre la precipitación y los rayos.

En el segundo capítulo se estudian la distribución y características de los impactos de rayos sobre el País Vasco. La distribución de rayos presenta básicamente un carácter aleatorio en todo el territorio, exceptuando la zona del Gran Bilbao, donde el número de rayos por kilómetro cuadrado duplica, o incluso triplica, al del resto del territorio estudiado. Por otro lado, se observa una estacionalidad en las características y distribución de los rayos. En invierno los rayos se producen principalmente en el área costera, son más escasos que en verano, presentan una mayor intensidad, y un elevado porcentaje de descargas positivas.

En el tercer capítulo se establece una clasificación sinóptica de tipo subjetivo en base a la cual se estudia la distribución de la precipitación y de los rayos a lo largo del año. Esta clasificación de tipos de tiempo se fundamenta en la configuración sinóptica en superficie, el flujo de vientos en el nivel de 850 hPa y el tipo de circulación en el nivel de 500 hPa.

En el capítulo cuarto se estudia las características estacionales de la actividad eléctrica en función de los tipos de tiempo descritos en el capítulo tercero. En invierno y finales del otoño predominan las tormentas bajo tipos de tiempo marítimo. En primavera las

tormentas se presentan principalmente bajo situaciones asociadas a circulaciones desprendidas en el nivel de 500 hPa. En verano y principios del otoño, las tormentas se producen principalmente bajo flujos de tipo local correspondientes a configuraciones en forma de pantanos barométricos y bajas térmicas.

En el capítulo quinto se analizan las relaciones entre los rayos y la precipitación en función de la clasificación de tipos de tiempo establecida en el capítulo tercero, y se validan los resultados de este procedimiento mediante el empleo de técnicas objetivas de análisis tales como las componentes principales y las redes neuronales. Como resultado de todo ello se han obtenido distintas relaciones entre el número de rayos y la precipitación asociada dependiendo de las condiciones sinópticas bajo las que se producen las tormentas.

Finalmente en el capítulo seis se exponen las conclusiones más relevantes de esta tesis.

Por otro lado, el desarrollo de esta tesis ha dado lugar a tres publicaciones en revistas de alto impacto que figuran en los correspondientes anexos al final de la misma:

Areitio J., A. Ezcurra, I. Herrero. (2001): **Cloud to ground lightning characteristics in the Spanish Basque Country area during the period 1992-1996.** Journal Atmos. Sol-Terr. Phys. 63, 1005-1015

Ezcurra A., J. Areitio, I. Herrero. (2002): **The relationships between cloud-to-ground lightning and surface rainfall in the Spanish Basque Country area.** Atmos. Res. (61), 239-250

Ezcurra A., J. Sáenz, G. Ibarra, J. Areitio. (2008): **Rainfall yield characteristics of electrical storms observed in the Spanish Basque Country area during the period 1992-1996.** Atmos. Res., 89:233-242, doi: 10.1016/J. Atmos. Res.2008.02.011.

# **CAPÍTULO 1: BASES TEÓRICAS**



# CAPÍTULO 1: BASES TEÓRICAS

## 1.1 INTRODUCCIÓN

Desde la antigüedad muchos de los dioses a quienes antiguas culturas y civilizaciones adoraron estaban relacionados con los rayos producidos en las tormentas.

El dios egipcio Typhon, la diosa sumeria Zarpenik, Zeus, padre los dioses griegos, y Júpiter, a quien adoraban los romanos, eran quienes estaban tras el origen de los rayos. Thor, dios nórdico del firmamento, forjaba los rayos a golpe de martillo sobre su yunque mientras se desplazaba en su carro entre las nubes. Los pueblos nórdicos denominaban a los meteoritos como piedras de tormenta en la creencia de que en su origen eran piezas rotas del martillo de Thor.

En la mitología vasca, Ortzi (Ost), dios del cielo, es también considerado como el dios de las tormentas y Aidegaxto se denomina al genio que lanza los rayos. La denominación vasca más generalizada para el rayo es “tximistarri”, encontrándose también la forma “ozkarri” (piedra del cielo). El vocablo vasco “arri” (piedra), nos indica el origen pétreo que al rayo se le atribuye en la mitología vasca, de esta forma se advierte un nexo de unión con la mitología nórdica e indoeuropea en general.

Existe la creencia popular, común a muchas culturas, de que el pedernal o el cuarzo poseen propiedades mágicas que protegen contra el rayo. Esta creencia está posiblemente sustentada en el efecto “punta” que sus formas provocan. Como ejemplo, en zonas de montaña del País Vasco era costumbre dejar objetos afilados, como las hachas, en las proximidades de las “txabolas” para evitar que los rayos cayesen sobre ellas, a modo de pararrayos rudimentario. Benjamín Franklin, inventor del primer pararrayos, recogía por tanto los frutos de la sabiduría popular común a muchas culturas.

Frente a la interpretación mítica del rayo, también existía en el mundo antiguo un intento de explicación más racional del fenómeno. Los etruscos pensaban que el choque entre las nubes era lo que producía los rayos. Esta creencia, curiosamente, sigue siendo muy común en nuestros días. Los autores clásicos (Séneca, Heráclito, Anaxágoras y Aristóteles) establecían la naturaleza ígnea del rayo, sustentándose principalmente en las interacciones que se producían entre los elementos aire, fuego, tierra y agua.

Sin embargo, no fue hasta el año 1752 que Benjamin Franklin estableció la naturaleza eléctrica del rayo. Franklin determinó experimentalmente que las cargas situadas en la parte inferior de las nubes eran de signo negativo y concluyó que el rayo era una descarga eléctrica entre la nube y la tierra. Llegado a este punto, el propio Benjamin Franklin diseñó el primer sistema de protección frente a los rayos, el pararrayos. Este sistema consistía en un objeto metálico puntiagudo en la parte más alta de las construcciones que conducía a tierra la carga eléctrica asociada a los rayos que caían sobre dichas construcciones, que de esta forma se veían a salvo de los mismos.

Desde que Benjamin Franklin demostró la existencia de electricidad en la atmósfera y descubrió la naturaleza eléctrica del rayo, transcurrieron más de 150 años hasta que en

la década de 1920 C.T.R.Wilson comenzó a investigar sobre la física del mismo, experimentándose desde entonces importantes avances en el conocimiento y explicación del fenómeno, especialmente desde el desarrollo de los sistemas de detección de rayos en la década de los 70.

El creciente interés por la electricidad atmosférica suscitado a partir de 1960 fue en parte debido al avance de la electrónica en esta época; la vulnerabilidad de los sistemas electrónicos a las descargas eléctricas originaba importantes problemas en la aviación y en los lanzamientos de cohetes espaciales, como ocurrió en el caso del Apollo XII en 1969, o mas tardíamente, en 1987 con el Atlas-Centaur 67.

No fue hasta el año 1976 en el que se comenzó la comercialización del primer sistema de detección de rayos por parte de la compañía Lightning Location and Protection Inc. Este primer sistema de detección de rayos denominado “Magnetic Direction Finder (MDF)” localizaba los impactos de los rayos en función de la dirección en que al menos dos antenas detectaban la onda electromagnética de baja frecuencia (LF) generada por el propio rayo.

En la década de los 80, Atlantic Scientific Corp. desarrolló y manufacturó un nuevo sistema que localizaba los impactos de rayos a partir de las diferencias de tiempo de llegada a tres antenas receptoras de la señal electromagnética de baja frecuencia generada por los mismos. Este sistema fue denominado como “The Lightning Position and Tracking System (LPATS) y la técnica de detección empleada como “Time of Arrival (TOA)”.

En el año 1986 la Oficina Meteorológica Británica desarrolla el sistema ATD (Arrival Time Difference) que opera en el rango de la muy baja frecuencia o VLF con el ánimo de localizar los rayos en zonas oceánicas, y en general a muy largas distancias.

Los sistemas de detección de rayos “MDF” y “TOA” fueron unificados en 1994 por la compañía Global Atmospheric Inc. bajo un nuevo sistema híbrido denominado “IMPACT”, consiguiéndose de esta forma una eficiencia en la detección de los rayos de hasta un 90%, con una precisión en la localización de hasta 500 metros.

Un sistema alternativo a estos basado en las técnicas de localización interferométricas en la frecuencia VHF, fue desarrollado en Francia en el año 1979 y comercializado con el nombre de SAFIR. Este sistema está diseñado para registrar tanto los rayos como los relámpagos, obteniéndose así una idea de la actividad eléctrica global de la tormenta.

En la actualidad, VAISALA comercializa ya integrados estos tres sistemas de detección de descargas eléctricas en un módulo denominado LS8000.

Simultáneamente al desarrollo del SAFIR, y con el fin de detectar la actividad eléctrica total de las tormentas, se creó en el año 1979 el sistema LDAR en el Centro Espacial Kennedy en Cabo Cañaveral. Este sistema opera, al igual que el SAFIR, en la frecuencia VHF, pero para la localización de las descargas se emplea la técnica de detección TOA en vez de la interferométrica. En la actualidad, el sistema LDAR es quizá el más avanzado en cuanto a detección de actividad eléctrica global nubosa, pues permite muestrear en 3 dimensiones con una gran resolución y extensión todas las descargas que se producen en una tormenta.



Mención aparte merecen los sistemas de detección de rayos por satélite que funcionan de forma operativa desde el año 1995. Estos sistemas utilizan sensores ópticos (OTD y LIS) que son colocados en órbita y permiten una visión planetaria de las descargas eléctricas.

Por otro lado, de forma paralela al desarrollo de los sistemas de detección de rayos, cobran un gran impulso las investigaciones acerca de las relaciones existentes entre los rayos y la precipitación que se genera en las tormentas. Gracias a los sistemas de detección de rayos ya es posible tener un conocimiento espacial y temporal de la actividad eléctrica de una tormenta, y así relacionarlo con el patrón de precipitaciones observado en la misma mediante radares meteorológicos, o con medidas realizadas por estaciones meteorológicas ubicadas en tierra.

El interés práctico que despierta la relación existente entre los rayos y la precipitación es la utilización que de los sistemas de detección de rayos puede hacerse para estimar y predecir la precipitación originada en las tormentas, especialmente en los lugares donde no existen estaciones meteorológicas, no están cubiertas por un radar meteorológico, o bien éste tiene problemas de operatividad, como en zonas montañosas o durante tormentas muy intensas en las que se producen importantes sombras e interferencias en la señal del radar.

En la actualidad, se perfila un marco teórico que intenta explicar la fenomenología eléctrica observada en la atmósfera y que integra mecanismos físicos de distinto orden de magnitud que van desde la microfísica involucrada en los fenómenos de ionización, la generación y separación de carga en las nubes tormentosas, hasta el establecimiento de un circuito eléctrico global a escala planetaria.

En el presente capítulo, realizaremos una introducción teórica al fenómeno de la electricidad atmosférica en general y a los rayos en particular, comenzando por explicar el modelo del condensador telúrico; un circuito eléctrico de escala planetaria que engloba al sistema tierra-atmósfera. Seguiremos con los modelos de generación y separación de carga eléctrica en las células tormentosas, y terminaremos con el estudio de las propias descargas eléctricas: su génesis, características, distribución planetaria y sistemas de detección. En último término, expondremos cuál es actualmente el estado del arte relativo a la relación existente entre los rayos y la producción de precipitación en las tormentas.

La información correspondiente a la introducción teórica ha sido tomada de la siguiente base bibliográfica: Chalmers (1957), Iribarne (1980), MacGorman y Rust (1998). La información de esta base bibliográfica se ha completado, además, con diversas publicaciones que son citadas y referenciadas.

## 1.2 EL MODELO DE CONDENSADOR TELÚRICO

### 1.2.1 El condensador telúrico

Si medimos el valor del campo eléctrico sobre la superficie terrestre, se puede constatar la presencia de un campo eléctrico vertical cuya magnitud es del orden de  $E = -125 \text{ V/m}$ .

Esto puede demostrarse dejando expuesto un conductor aislado de tierra. El conductor se polariza en respuesta al campo  $E$ . Si conectamos el conductor a tierra, éste quedará cargado (Figura 1. 1).

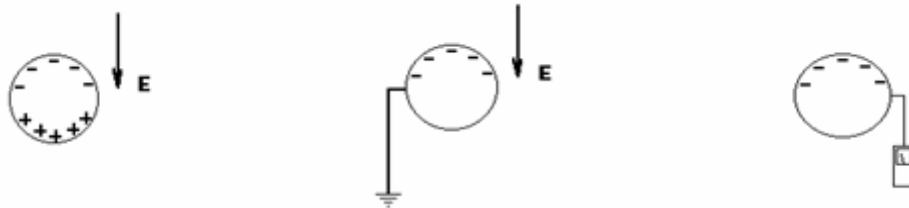


Figura 1. 1. Carga de un conductor expuesto al campo eléctrico atmosférico.

Este valor de  $-125 \text{ V/m}$  es obtenido en condiciones denominadas como de buen tiempo, esto es, con cobertura nubosa inferior a 4/10, y en ausencia de precipitación y otros factores, como viento, contaminación, tormentas, etc.

El valor del campo eléctrico observado no es constante, variando de forma estacional y diaria. Las medidas del campo en superficie son variables, dependiendo del lugar y el momento en que se realizan, pero la media tiende hacia un valor de  $-125 \text{ V/m}$ , con signo negativo puesto que está dirigido hacia abajo (lo que implica carga negativa sobre tierra). De acuerdo con las leyes de la electrostática, podemos afirmar la existencia sobre la superficie terrestre de una densidad superficial de carga negativa media  $\sigma = -1.1 \text{ nC/m}^2$  que se puede obtener aplicando la ecuación (1) que relaciona el campo eléctrico con la densidad de carga.

$$E = \frac{\sigma}{\epsilon} \quad \sigma = -1,1 \text{ nC/m}^2 \quad (1)$$

Siendo  $\epsilon$  la permitividad del aire,  $8,86 \cdot 10^{-12} \text{ F/m}$ .

De esta forma y tomando la ionosfera como un conductor perfecto, podemos considerar que el sistema Tierra- Ionosfera es un condensador esférico cuyas armaduras negativa y positiva, son el suelo y la base de la ionosfera respectivamente, estando separadas entre sí por una distancia de unos 80 km. Este modelo de condensador esférico es lo que se denomina “**Condensador Telúrico**”.

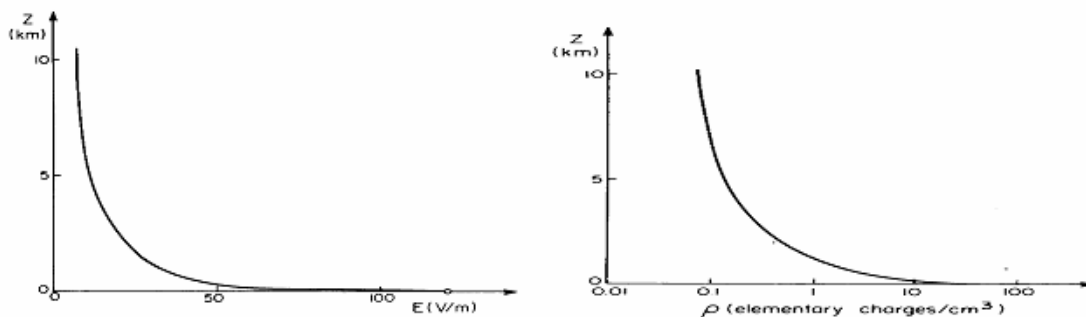
No obstante, el modelo de condensador esférico, o en su aproximación más sencilla, un condensador de placas paralelas, supone una caída del potencial constante con la altura, lo que no se ajusta realmente a los resultados obtenidos experimentalmente.

Esto es, la diferencia de potencial entre el suelo y la ionosfera es de 360.000 voltios aproximadamente; sin embargo, se demuestra experimentalmente que dentro del primer

kilómetro la caída de potencial es del orden de 75.000 voltios, variando el campo eléctrico con gran rapidez desde 125 V/m en la superficie hasta 30 V/m en la altura antes citada, siendo constante e igual a 5 V/m desde la estratosfera (12 km.) hasta la ionosfera como se observa en la Figura 1. 2 (izquierda).

Por tanto, el modelo de condensador esférico es mejorable, considerando que en sustitución de la armadura positiva existe una densidad de carga positiva decreciente con la altura, cuya distribución se muestra en la Figura 1. 2 (derecha). Densidad que se puede obtener aplicando la relación de Poisson (2) entre el campo eléctrico y la densidad de carga espacial, suponiendo que E es solamente función de z:

$$\frac{dE}{dz} = \frac{\rho}{\varepsilon} \quad (2)$$



**Figura 1. 2. Disminución del campo eléctrico con la altura (izquierda), y de la densidad de carga neta espacial (derecha).**

La densidad de carga decrece rápidamente con la altura, lo que hace que el campo eléctrico disminuya más lentamente a mayores alturas. Finalmente, el campo tiende a cero, lo que significa que a una altura suficiente la carga neta total positiva entre el suelo y esa altura compensa totalmente la carga negativa de la superficie terrestre. Hay que señalar, de nuevo, que la mayoría de la carga neta positiva reside por debajo del primer kilómetro.

Se puede demostrar que existen cargas libres en la atmósfera, puesto que un conductor cargado y aislado de tierra pierde gradualmente su carga si queda expuesto a la atmósfera.

La naturaleza de la carga espacial atmosférica se encuentra en los mecanismos de ionización, fenómeno atómico consistente en la ganancia o pérdida de electrones por parte de átomos o moléculas. Este proceso se denomina ionización primaria.

Los iones primarios tienen una vida media corta ya que tienden a conglomerarse junto a moléculas neutras (iones medios), o bien son capturados por aerosoles y gotas nubosas (iones grandes o de Langevin).

Los mecanismos de generación de iones se deben a distintos factores entre los que cabe destacar:

### Radiación solar

El origen de las cargas libres se debe a la ionización de átomos y moléculas por la radiación ultravioleta solar (fotoionización). La eficiencia de la ionización en este caso viene dada por un compromiso entre la existencia de suficientes moléculas que puedan ser ionizadas (que es superior cuanto más abajo nos encontramos en la atmósfera) y el flujo de la radiación UV (que es máximo en el exterior de la atmósfera, y disminuye progresivamente según nos adentramos en ella). La radiación ultravioleta produce una elevada ionización en la alta atmósfera liderando la formación de la ionosfera.

### Rayos cósmicos. Radioactividad terrestre y gaseosa (gas radón)

Los rayos cósmicos son la principal fuente de iones en la troposfera en condiciones de buen tiempo, excepto en las proximidades de la superficie terrestre, donde la descomposición radioactiva es la responsable de más de la mitad de los iones encontrados.

### Producción y recombinación de iones

La producción de iones en la atmósfera se cifra del orden de 10 pares de iones por segundo y  $\text{cm}^3$ , variando según la latitud y la altitud. Los iones producidos generalmente reaccionan con moléculas neutras y adhieren moléculas de agua, formando grupos de iones hidratados (denominados iones pequeños), que son relativamente estables, aunque pueden evolucionar y sufrir reacciones más lentas con otros gases.

Cuando los iones se adhieren a aerosoles y gotas de lluvia, forman los llamados iones grandes, aunque la aportación de estos iones a la conductividad es mínima (son menos móviles debido a su mayor masa).

El número de iones grandes y pequeños que se encuentran en una determinada atmósfera dependerá principalmente de su nivel de contaminación.

De la misma forma que existe una producción de iones, también existe un proceso de destrucción de los mismos, llamados procesos de recombinación iónica.

La capacidad de los iones para recombinarse con otros iones o partículas neutras viene dada por los coeficientes de recombinación.

La combinación de todos estos procesos da lugar a un equilibrio entre producción-desaparición, cuyo resultado será una concentración de iones y una carga neta.

El número total de iones en superficie es del orden de 100-1000  $\text{cm}^{-3}$ , predominando los positivos (debido a la radiación  $\alpha$  producida por radiación terrestre) sobre los negativos ( $n_+=600 \text{ cm}^{-3}$ ,  $n_-=500 \text{ cm}^{-3}$ ), dando lugar a una carga espacial neta de 100 cargas elementales/ $\text{cm}^3$ .

La presencia de las cargas móviles origina conductividad en la atmósfera, que de otra forma se comportaría como un aislante en ausencia de ellos.

La conductividad depende del compromiso entre el número de iones y la movilidad de los mismos. De esta forma, si el número de iones es muy grande, pero su movilidad es muy pequeña, puede producirse una baja conductividad. No se debe confundir el número de iones con la carga neta, pudiendo ser ésta nula siendo el número de iones grande pero igual en cargas opuestas.

La conductividad de la atmósfera, aumenta con la altitud (Figura 1. 3) como consecuencia de la disminución de la densidad y del mayor número de iones pequeños y móviles (rayos cósmicos, radiación solar), aunque la diferencia entre cargas positivas y negativas también disminuye con la altitud dando lugar a una carga neta menor. De hecho, en la ionosfera, se encuentran prácticamente equilibradas. La atmósfera se considera conductora a partir de unos 65 km.

Consecuentemente, y debido a la conductividad de la atmósfera, se establece en la misma una densidad de corriente constante, gracias a la cual se produce la continua descarga del condensador telúrico en buen tiempo.

De la existencia de un campo eléctrico vertical y una conductividad se deduce que debe existir una corriente más o menos constante dirigida a tierra, cuya densidad viene expresada por la ley de Ohm (3):

$$j = \lambda E \quad (3)$$

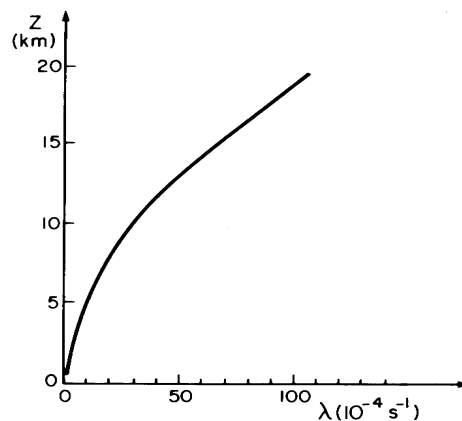


Figura 1. 3. Perfil de conductividad en la atmósfera.

Por razones de continuidad y de la conservación de carga, la corriente aire-tierra debe mantenerse más o menos constante e independiente de la altura. Por tanto, y según la ley de Ohm, si el campo disminuye, entonces la conductividad debe aumentar.

Se debe comentar que todas las magnitudes aquí expuestas no es posible ajustarlas en la realidad a un modelo teórico estático, puesto que las múltiples influencias a las que están sometidas las cargas las conducen a un estado de no equilibrio permanente.

## 1.2.2 Características del condensador telúrico.

La estructura eléctrica de la atmósfera en buen tiempo, se asemeja como hemos visto en una primera aproximación a un condensador esférico, o bien uno plano de placas paralelas constituidas por la superficie terrestre y la ionosfera. La placa negativa es la superficie de la tierra, y la positiva sería toda la región difusa desde la superficie terrestre que contiene la carga neta positiva. El dieléctrico lo forma el aire, con mayor conductividad según nos acercamos a la ionosfera. Las características eléctricas de este condensador vienen dadas por los siguientes parámetros:

Diferencia de potencial:	$V \sim 3 \times 10^5 \text{ V}$
Carga total:	$Q \sim 5 \times 10^5 \text{ C}$
Corriente total:	$I \sim 1350 \text{ A}$
Densidad de corriente	$i = 3,6 \cdot 10^{-12} \text{ A/m}^2$
Resistencia total (V/I):	$R \sim 220 \Omega$
Capacidad (Q/V):	$C \sim 1.8 \text{ F}$
Constante de tiempo:	$t = RC = 407 \text{ s} \sim 7 \text{ min.}$

La carga espacial en la región intermedia no es estática, sino que va moviéndose hacia tierra formando una pequeña corriente de descarga (corriente aire-tierra), lo que supondría que el condensador se descargaría en un tiempo aproximado de 7 minutos.

No obstante, la descarga total del condensador no es observada en la realidad. Por ello se supone que para compensar esta corriente de descarga del sistema tierra- ionosfera, y mantener así constante el campo eléctrico de buen tiempo observado, debe de producirse un proceso de carga negativa a tierra y positiva a la ionosfera, llamado corriente de compensación. Para establecer esta corriente se necesita una fuerza electromotriz, que sería la responsable del proceso de recarga.

La hipótesis admitida actualmente es que este mecanismo de recarga del condensador telúrico está originado por la actividad de las tormentas en toda la tierra, actuando cada una de ellas como un pequeño generador de corriente o batería. En las tormentas se produce una separación de cargas, generalmente negativa abajo y positiva arriba, lo que equivale a una corriente de carga neta dirigida hacia arriba. Por encima de la nube, y en virtud de la alta conductividad en la alta atmósfera, se produce una transferencia de carga positiva hacia ella, el campo está invertido con respecto al de buen tiempo, y las cargas libres producen una corriente en sentido ascendente (principalmente iones negativos descendiendo). Es en esta zona superior de las tormentas, donde se producen fenómenos de descarga eléctrica poco conocidos y actualmente en estudio, que son denominados como espíritus o duendes.

Asociados a las tormentas existen dos mecanismos de carga del condensador telúrico que resultan ser de semejante magnitud: el rayo y la descarga en corona.

El primero de ellos, el rayo, corresponde a un modelo de carga violento, donde el proceso de carga del condensador telúrico se produce en un intervalo de tiempo corto y a través de una corriente de alta intensidad del orden de  $10^4 \text{ A}$

La descarga en corona corresponde, en cambio, a un mecanismo de carga del condensador telúrico continuo, no violento, y generado por la acción que el intenso

campo eléctrico bajo las tormentas (10.000 V/m) ejerce sobre la superficie rugosa del suelo. Esta acción se traduce en la emisión iónica que se produce a través de los objetos puntiagudos situados en tierra (en ocasiones en forma de Fuego de San Telmo). Por debajo de la nube tormentosa, el campo eléctrico está invertido respecto al de buen tiempo y las corrientes de convección transportan hacia la nube cargas positivas, más numerosas debido al efecto corona.

El efecto global es una corriente de carga positiva dirigida hacia arriba, desde la tierra hacia la ionosfera, o dicho de otro modo, la tierra se carga negativamente. El modelo explicado viene representado de forma simplificada en la Figura 1. 4.

Llegado a este punto se debe comentar el posible papel que juegan las llamadas corrientes de precipitación y convección, englobando así el transporte de carga efectuado por los hidrometeoros y las masas de aire. Aunque parece importante es de difícil evaluación. Los chubascos transportan carga negativa mientras que las lloviznas positiva. Su valor estimado de densidad de corriente es  $i = 10^{-8} - 10^{-12} \text{ A/m}^2$ .

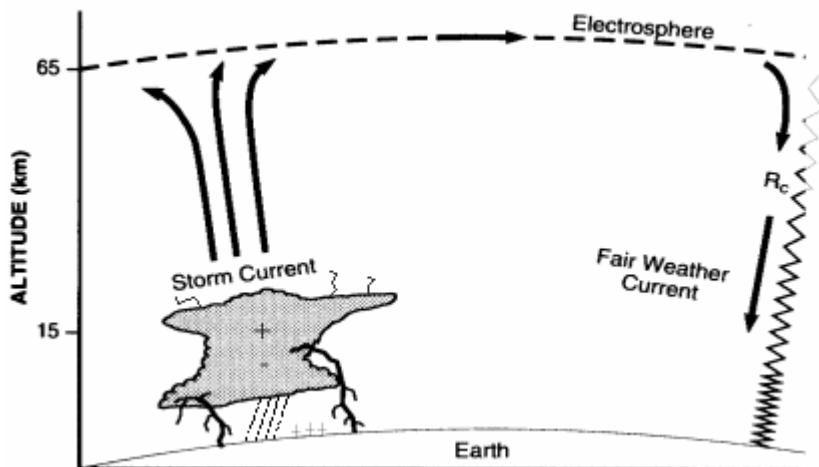


Figura 1. 4. Modelo conceptual simple del circuito global.

La resistencia de la atmósfera es mayor cerca de la superficie terrestre (por la menor conductividad), lo que implica que el mayor trabajo para mantener el circuito global se realiza en la baja atmósfera, algo que concuerda con la idea de que son las propias tormentas quienes cargan el circuito global.

Las corrientes producidas en buen tiempo, corrientes de descarga, son de poca densidad pero de gran extensión, mientras que las corrientes ascendentes de compensación o recarga sólo circulan a lo largo de estrechos conductores verticales formados en las células tormentosas (Figura 1. 5, izquierda)

Finalmente mencionaremos la existencia de las denominadas corrientes de cierre del circuito telúrico: corrientes telúricas, troposféricas e ionosféricas (Figura 1. 5, derecha). Las corrientes troposféricas son necesarias para rellenar el déficit de electrones encima de las tormentas y deben ser comparables a la corriente de buen tiempo.

Las corrientes telúricas se ponen de manifiesto en la superficie terrestre al unir dos puntos distantes mediante un conductor, en el cual se detecta paso de corriente. Son débiles y de organización incierta.

Las corrientes ionosféricas no aparecen ligadas a las tormentas, son horizontales y se reducen a corrientes de convección.

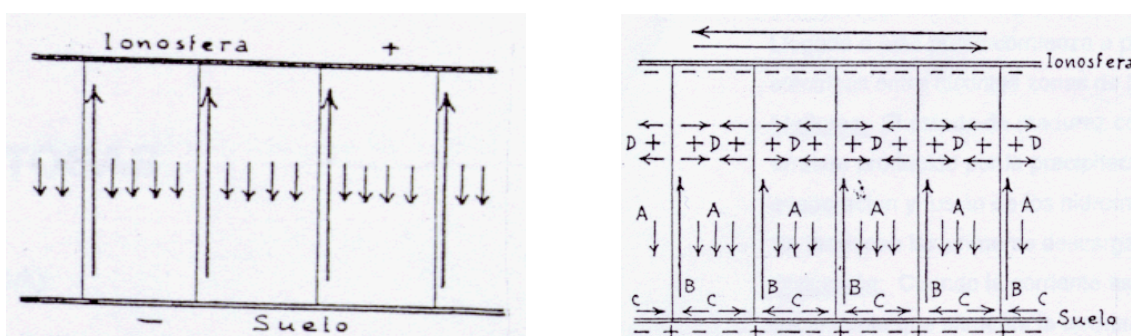


Figura 1. 5. Distintas densidades de corriente producidas por el campo eléctrico de buen tiempo (flechas cortas) y las tormentas (flechas largas) en el circuito global (izquierda), y circuito completo, con corrientes horizontales ionosféricas, troposféricas y telúricas (derecha).

### 1.2.3 Validación del modelo de Condensador Telúrico

Si el modelo teórico expuesto anteriormente es correcto, se debería encontrar un paralelismo entre la actividad global de las tormentas y el campo eléctrico medido en diferentes regiones de buen tiempo.

Este hecho resulta ser experimentalmente cierto cuando se toman valores medios durante períodos prolongados, tal y como se pone de manifiesto en la Figura 1. 6, donde se compara la actividad tormentosa en distintos continentes con las curvas clásicas de campo eléctrico realizadas en los navíos Carnegie y Maud sobre el océano durante el periodo 1915-1929. Por tanto, podemos aseverar que las tormentas son precisamente las responsables de que la Tierra se cargue negativamente, y del mantenimiento del sistema eléctrico atmosférico representado por el modelo de condensador telúrico expuesto.

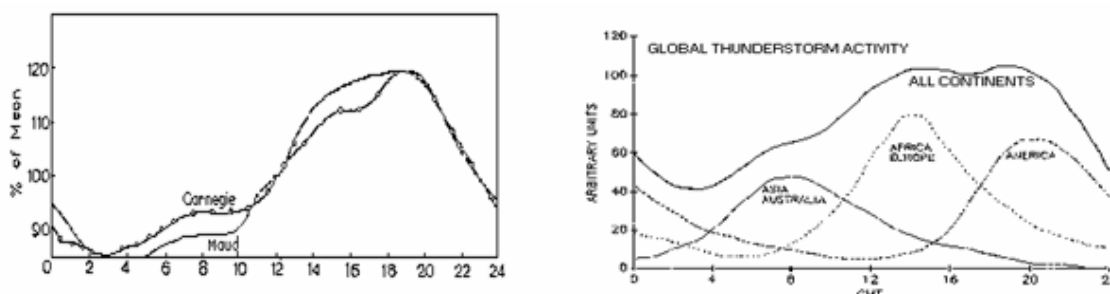


Figura 1. 6. Variación diurna del campo eléctrico de buen tiempo, en tiempo universal, obtenida en medidas realizadas sobre el océano (izquierda), en comparación con la actividad tormentosa global (derecha).



### 1.3. LA ELECTRICIDAD EN LAS CÉLULAS TORMENTOSAS

La presencia de los rayos casi siempre va unida a la existencia de una nube, aunque existen otros fenómenos en la naturaleza, como las tormentas de arena, ventiscas, erupciones volcánicas y terremotos, que pueden dar lugar a rayos y de los cuales no nos ocuparemos.

No todas las nubes dan lugar a descargas eléctricas, ni todas las nubes que dan lugar a descargas eléctricas tienen las mismas características. Sin embargo, podemos idealizar un modelo general de nube que da lugar a descargas eléctricas y que llamaremos célula tormentosa.

El ciclo vital de una célula tormentosa puede ser dividido en tres partes fundamentales: desarrollo, madurez y disipación.

#### Fase de desarrollo.

El aire cálido y húmedo de las capas inferiores de la atmósfera asciende, a veces violentamente (100 km/h), y como consecuencia de ello se enfría y condensa, dando lugar a la formación de una nube (cúmulo). Estas corrientes ascendentes son propiciadas por condiciones de inestabilidad en la atmósfera. Esto es, el aire ascendente, se encuentra con capas de la atmósfera cuya densidad es mayor, es decir, capas de aire más frío que el propio aire ascendente que las traspasa.

Si el proceso de alimentación de las corrientes ascendentes continua, la nube sigue su crecimiento y comienza la formación de cristales de hielo al rebasarse el nivel de 0° C, que aumentan de tamaño al ser arrastrados por dichas corrientes. En esta fase, la nube puede crecer hasta alcanzar la tropopausa, frontera entre la troposfera y la estratosfera, a más de 10 km. de altura. En este estado de desarrollo la nube recibe el nombre de cumulonimbo, se producen las primeras precipitaciones y aparecen las primeras descargas eléctricas entre distintas zonas de la nube (relámpagos).

#### Fase de madurez

En esta fase, el cumulonimbo, llega a su máximo desarrollo. Su cima alcanza la tropopausa expandiéndose horizontalmente en forma de yunque, ya que a partir de esta zona la temperatura del aire aumenta con la altura.

Se producen precipitaciones de lluvia, nieve o granizo acompañadas de fuertes corrientes descendentes que progresivamente van destruyendo las corrientes ascendentes iniciales. Se producen las primeras descargas eléctricas nube-tierra (rayos) y aumentan su frecuencia de aparición.

#### Fase de disipación

En esta última fase, las corrientes descendentes han cortado ya el proceso de alimentación del cumulonimbo y éste tiende a desintegrarse al mismo tiempo que las precipitaciones y las ráfagas de viento disminuyen progresivamente.

Estas 3 fases tienen un tiempo de duración en torno a las dos horas. El tamaño horizontal de una célula tormentosa de estas características es del orden de 10 km de diámetro.

Cuando el viento gira con la altura, puede ocurrir que las corrientes descendentes se produzcan en partes de la tormenta alejadas de las corrientes ascendentes. De esta forma la fase de desarrollo y madurez se prolongan y originándose de esta forma la denominada supercélula tormentosa, de mayores dimensiones, duración y violencia.

Las tormentas van asociadas a ascendencias de aire. Estas ascendencias de aire pueden estar originadas por distintos motivos que, además pueden actuar de forma simultánea. Existen distintos tipos de tormenta según sea al proceso dinámico que las genera:

#### Tormentas de calor

Son las que mejor se adaptan al modelo de célula tormentosa expuesto. Se originan debido al fuerte calentamiento diurno de la superficie terrestre, lo que provoca fuertes corrientes ascendentes de aire. Las tormentas de calor, aparecen preferentemente a últimas horas de la tarde durante el verano.

#### Tormentas orográficas

Se producen cuando una masa de aire húmedo se ve obligada a remontar una cordillera montañosa y las condiciones de estabilidad de la atmósfera son las propicias para la formación de cumulonimbos debido a este forzamiento.

#### Tormentas frontales

Están asociadas al paso de frentes, bien sean cálidos, fríos u ocluidos. En los frentes cálidos una masa de aire cálido y húmedo asciende suavemente sobre otra masa de aire frío. Cuando en este suave ascenso se producen las condiciones de inestabilidad precisas, en el seno de la masa de aire cálido y húmedo se forman cumulonimbos que dan origen a las tormentas. En el frente frío, una masa de aire frío desplaza a otra de aire cálido introduciéndose debajo del en forma de cuña. El aire cálido, más ligero, asciende en ocasiones violentamente formando grandes cumulonimbos. El frente ocluido ocurre cuando un frente frío alcanza a uno cálido. Las tormentas que se produzcan en esta situación se caracterizan por la gran altura a la que aparece la base del cumulonimbo.

#### Tormentas prefrontales

Se suelen producir a varios centenares de kilómetros delante de un frente frío, en el seno de la masa cálida y húmeda. Se generan debido al rápido avance del aire frío descendente generado en las propias tormentas frontales, lo que se denomina línea de turbonada.

#### Tormentas asociadas a configuraciones sinópticas que originan inestabilidad

Se producen bajo determinadas configuraciones sinópticas que conllevan situaciones de gran inestabilidad, en definitiva, ascensos de masas de aire. Estas configuraciones

pueden ser de diversos tipos: depresiones y vaguadas en altura asociadas a embolsamientos de aire frío, ondas atmosféricas, convergencia de vientos en superficie, regiones de advección positiva de vorticidad, divergencia del viento en altura, etc.

### **1.3.1. Electrificación de las nubes. Mecanismos de generación y separación de carga**

Los mecanismos de generación y separación de carga en una nube son los responsables en última instancia del origen del rayo. Sin ellos, la estructura nubosa permanecería neutra. La magnitud de carga que puede adquirir una partícula de precipitación puede variar entre 0 y más de 100 pC.

Conocer cuáles son los mecanismos físicos que dan lugar a la electrificación nubosa, ha sido el objetivo de diversos experimentos de laboratorio y observaciones de campo durante décadas. La obtención de datos que arrojen luz sobre esta cuestión viene dificultada por las distintas escalas de magnitud que intervienen en los procesos de electrificación nubosa, la velocidad con la que se producen estos procesos, y la naturaleza hostil del medio en donde deben realizarse las medidas.

Las teorías que han intentado explicar los mecanismos de generación de carga nubosa se fundamentan en la existencia de dos mecanismos fundamentales de generación de carga: los mecanismos inductivos, y los no inductivos.

#### **Mecanismos inductivos de generación de carga**

Los mecanismos inductivos presuponen la existencia de un campo eléctrico externo que polariza los hidrometeoros que interactúan entre sí.

Se pueden subdividir en dos grupos (Figura 1. 7):

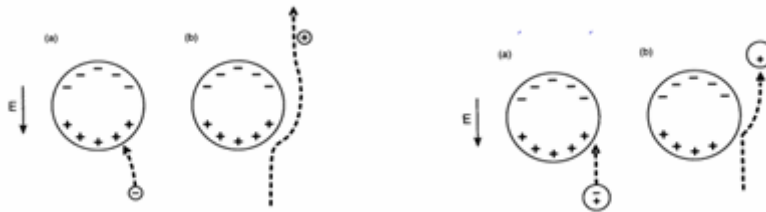
- Captura selectiva de iones (Wilson, C.T.R. 1929)
- Choques elásticos entre partículas polarizadas (Elster y Geitel 1888)

#### Captura selectiva de iones

La combinación de las fuerzas eléctricas y velocidades relativas entre partículas polarizadas e iones, permite la captura selectiva de iones de un determinado signo. Sin embargo, en la mayoría de las regiones de tormenta la densidad de iones es insuficiente, y este mecanismo sólo contribuiría de forma significativa a la electrificación nubosa en zonas donde existe un exceso de iones de una determinada polaridad; por ejemplo bajo las nubes de tormenta debido a la descarga corona producida en la superficie terrestre, en determinadas regiones de la nube debido a descargas eléctricas, o bien en la capa límite de las nubes, donde el salto en la conductividad producido provoca la formación de carga en la superficie de las mismas.

### Choques entre partículas polarizadas

La polarización se daría en este caso en las dos partículas que interactúan facilitando la transferencia de carga. Tras el choque, las partículas deben rebotar y separarse (esto no suele ocurrir entre gotas de nube y gotitas pequeñas, porque se produce coalescencia), y el tiempo de contacto y la conductividad de las partículas debe facilitar la transferencia de carga, lo que hace que este mecanismo sería efectivo en colisiones entre partículas de hielo y agua sobreenfriada (puesto que la conductividad del hielo es menor que la del agua). Aún en este caso, el número de choques elásticos es muy reducido, pero en presencia de campos eléctricos  $\geq 10$  kV/m se produce suficiente transferencia de carga, por lo que a este mecanismo inductivo se le atribuye una función de intensificación de la electrificación ya alcanzada por otros mecanismos. La rugosidad de las partículas facilitaría la separación posterior al choque. Además, las partículas con carga diferente deben separarse por repulsión electrostática. Este mecanismo es más efectivo en las corrientes de aire que facilitan los choques entre partículas.



**Figura 1. 7. Mecanismos inductivos. Mecanismo de captura selectiva de iones (izquierda): los iones de distinto signo al de la superficie de la partícula polarizada a que se enfrentan son atraídos (a) y los de signo contrario repelidos (b). Mecanismo de choques elásticos entre partículas polarizadas (derecha): la polarización en ambas partículas facilita la transferencia de carga (a). Las partículas deben rebotar y separarse (b).**

Los mecanismos inductivos de carga fueron los primeros propuestos para explicar la formación de carga nubosa, sin embargo tal y como se señala en el capítulo 3 de “The Electrical Nature of Storms” (Mac Gorman y Rust 1998), la magnitud de la carga medida en las tormentas era superior a la que se podría conseguir teóricamente mediante estos mecanismos.

A partir de 1950, distintos investigadores encuentran la existencia otro mecanismo de carga capaz de explicar la electrificación tormentosa observada: el mecanismo de carga no inductivo.

### **Mecanismos no inductivos de generación de carga**

Los mecanismos no inductivos de carga son los que no precisan de un campo eléctrico externo para la generación de carga. En los mecanismos no inductivos de carga, ésta se produce bien a partir de los choques, interacciones o cambios de fase que ocurren entre los propios hidrometeoros que conforman las nubes. Actualmente se considera que los mecanismos no inductivos son los principales responsables de la generación de carga eléctrica nubosa.

Entre los posibles mecanismos no inductivos de generación de carga, nos fijaremos en el único de ellos que ha demostrado ser capaz de causar la suficiente electricidad en las

tormentas (Reynolds et al.1957). Este mecanismo es denominado “**Mecanismo no inductivo graupel-hielo**” y explica la generación de carga a partir de la fricción (choques) entre el “graupel” (granizo menudo) y los cristales de hielo en presencia de agua sobreenfriada.

Reynolds et al. (1957), demostraron en experimentos de laboratorio que el graupel ganaba una relevante cantidad de carga por colisiones, cuando crecía mediante “riming” o acreción (engelamiento de gotitas de agua subfundidas) y colisionaba con cristales de hielo.

Posteriores experimentos de laboratorio muestran que la carga (polaridad y cantidad) transferida al grano de graupel durante el choque depende de muchos parámetros: temperatura y contenido de agua líquida (Takahashi, 1978), además del tamaño del cristal contra el que choca, la velocidad de impacto y los contaminantes en las partículas de agua (Jayaratne et al., 1983; Keith y Saunders, 1990).

Aunque existen discrepancias en distintos experimentos realizados por diferentes investigadores a la hora de valorar el signo y magnitud de la carga del graupel durante los choques en general se admite que:

- a) La transferencia de carga durante los choques es significativa cuando el graupel crece por engelamiento o “riming”, y hay presencia de al menos pequeñas cantidades de agua líquida durante el mismo.
- b) La magnitud y el signo de la carga que adquiere el graupel es función tanto de la temperatura como el contenido líquido acuoso.
- c) Con contenidos acuosos elevados, el graupel adquiere carga positiva.
- d) Con contenidos acuosos bajos el graupel adquiere carga negativa
- e) Con temperaturas cercanas a 0° C el graupel se carga positivamente para la mayoría de los contenidos en agua líquida.
- f) La cantidad de carga transferida en la colisión aumenta con el tamaño del cristal, hasta un cierto límite.
- g) La cantidad de carga y la forma de su transferencia pueden ser afectados de manera importante por el contenido en contaminantes del hielo.
- h) El proceso de carga no inductivo puede considerarse como estocástico, ya que la carga transferida depende en gran manera de las condiciones locales en el mismo lugar de la colisión. Por tanto, la cantidad de carga generada y transferida durante una colisión entre una partícula de graupel y otra de hielo pueden diferir notablemente de las pautas medias observadas.

Llegados a este punto, se establece el concepto de **temperatura o nivel de inversión de carga (TIC)**, que es la temperatura a la cual la carga transferida al hielo o al granizo durante las colisiones pasa de ser de un signo a otro. Si la temperatura ambiental es menor que TIC entonces los cristales de hielo adquieren carga positiva y el graupel

negativa. Por el contrario, si es mayor que TIC, son los cristales de hielo los que adquieren carga negativo, y el graupel la carga positiva.

La temperatura de inversión de carga (TIC) depende de varios factores:

- a) **El contenido en agua líquida en la nube.** A mayor contenido de agua líquida menor resulta ser la temperatura de inversión de carga. Jayaratne et al (1983) en una serie de experimentos controlados en laboratorio encuentran que durante el choque del graupel y partículas de hielo con un contenido acuoso de  $1 \text{ g/m}^3$  y un diámetro medio de gota de  $10 \text{ }\mu\text{m}$ , se transfiere carga positiva al graupel a temperaturas superiores a  $-20^\circ \text{ C}$  y negativa a temperaturas inferiores. El valor de esta temperatura de inversión de carga (TIC), variaba según fuera el contenido líquido acuoso (CLA) de la nube. La TIC aumentaba para bajos valores del CLA y decrecía para altos valores. De tal manera el graupel se cargaba positivamente ya a todas las temperaturas cuando el contenido acuoso era superior a  $2 \text{ g/m}^3$ .
- b) **El contenido de aerosoles.** Un aumento de aerosoles incrementa el valor de la TIC. Diversos experimentos de laboratorio realizados por Jarayatne et al. (1984) y More P.K. et al. (1990), muestran un aumento de la TIC al ser introducidas trazas de ClNa (principal componente del aerosol marítimo) en las gotitas nubosas (tal y como ocurre en la naturaleza). En concreto una concentración  $8.10^{-6} \text{ M}$  (molar) de ClNa provocaba el aumento de la TIC desde  $-15^\circ \text{ C}$  a  $-10^\circ \text{ C}$ . Sin embargo, también se observó que cuando eran introducidas altas concentraciones de impurezas, la temperatura de inversión de carga disminuía su valor.
- c) **El espectro de las gotas nubosas.** Jarayatne et al. (1998) observan que con contenidos nubosos líquidos de  $1 \text{ g/m}^3$  y un diámetro de las gotitas nubosas entre  $5$  y  $25 \text{ }\mu\text{m}$ , la TIC aparece entorno a  $-20^\circ \text{ C}$ . Sin embargo, en algunos experimentos de laboratorio, para gotitas de pequeño espectro ( $4 \text{ }\mu\text{m}$ , o inferior) se observó que aparecían múltiples valores de la TIC.

Por otro lado, la cantidad de carga transferida en las colisiones depende también de diversos parámetros:

- a) **La velocidad de impacto.** A mayor velocidad de impacto, más carga se transfiere durante la colisión.
- b) **Tamaño del cristal de hielo.** A mayor diámetro del cristal de hielo, más carga es transferida.
- c) **Contenido de agua líquida.** Para contenidos de agua líquida elevados (más de  $10 \text{ g/m}^3$ ) no se transfiere carga alguna, puesto que las partículas de hielo no rebotan y quedan adheridas al graupel; a su vez, si el contenido líquido es muy bajo los resultados obtenidos en laboratorio resultan ser muy variables

De este modo, la formación de zonas de carga neta en la nube tormentosa se explica basándose en la generación de carga mediante el mecanismo no inductivo graupel–hielo, y en su posterior separación y acumulación en distintas zonas de la tormenta.

Tras la generación de las cargas, los hidrometeoros de distinta polaridad son transportados de forma preferente a determinadas regiones de la nube, generando así regiones de carga neta. Las partículas cargadas adquieren distintas velocidades terminales como resultado de las fuerzas que actúan sobre ellas; gravitacional, resistencia aerodinámica, convección y cizalladura del viento. Las fuerzas eléctricas que actúan sobre las partículas nubosas cargadas son demasiado pequeñas para ser consideradas, salvo en el caso de partículas de poca masa y bajo campos eléctrico muy intensos.

Además, mientras la distribución vertical del espectro de gotitas subfundidas permaneciera constante, las regiones de generación de carga permanecerían en la misma zona de la nube.

Señalaremos aquí mismo, y antes de terminar, la existencia de distintos mecanismos de generación de carga ajenos a la propia tormenta que pueden tener una gran relevancia sobre la existencia de carga espacial en ésta. Entre ellos destacamos el expuesto por Gathman y Hoppel (1970), quienes observaron la existencia de carga espacial negativa en el aire situado sobre la superficie de los grandes lagos cuando en éstos aumentaba el oleaje. Cuando no existía oleaje, la carga espacial que se encontraba era de naturaleza positiva, tal y como era de esperar en condiciones de buen tiempo. Esta carga espacial negativa debida al oleaje podría generar electrificación nubosa al ser transportada hacia la nube por convección, tal como muestran los trabajos de Vonnegut et al. (1962.b) y More P.K et al. (1990).

Por otro lado, Moore P.K et al. (1990) estudian las tormentas que se forman en los Grandes Lagos durante el otoño. Estas tormentas se caracterizan por su escaso espesor (2,5 - 5,5 km) y una estructura diversa en función de las condiciones sinópticas en que se producen. Además, los rayos son escasos y, en general, predominantemente positivos, alcanzando hasta el 75% del total, con una intensidad media de 90 kA. Debido al poco espesor de estas tormentas y la baja concentración de partículas de hielo medidas en estas nubes (1-10 partículas/litro), no se explica la electrificación de la misma por los clásicos mecanismos de carga graupel-hielo, y los autores postulan la existencia de un transporte convectivo hacia la cima de la nube de la carga espacial negativa de los rompientes de las olas, generándose así una carga espacial positiva en la base de la tormenta.

### **1.3.2. Estructura eléctrica nubosa. Modelos básicos de estructura eléctrica en las nubes de tormenta**

Hemos visto que las tormentas actúan como generadores de corriente eléctrica. En las nubes tormentosas se producen cargas positivas y negativas principalmente debido a la interacción entre el graupel y los cristales de hielo. Estas cargas se separan gracias a las fuerzas dinámicas y gravitatorias que sobre ellas actúan acumulándose en distintas partes de la nube.

El primer modelo fundamental de estructura eléctrica nubosa fue propuesto por C.T.R. Wilson en la década de los años 20. Era el modelo de dipolo tormentoso, en el cual en la parte baja de la tormenta se acumulaba la carga negativa y por encima de ella la

correspondiente carga positiva. En ocasiones también aparecía un dipolo invertido, con la carga negativa por encima de la positiva.

Posteriormente, en la década de los años 30 y 40, G.C. Simpson observó la existencia de un patrón muy común: la formación de una pequeña acumulación de carga positiva debajo de la negativa. Este modelo de tres regiones de carga es el llamado modelo de estructura tripolar de la nube tormentosa.

Además de estas regiones principales de carga, numerosos autores defienden la existencia de una capa apantalladora negativa sobre la región principal de carga positiva en la parte superior de la nube (Vonnegut et al.1962a, Marshall et al. 1989, Marshall and Rust 1991).

La estructura tripolar con una capa apantalladora, resulta ser el modelo básico de estructura eléctrica tormentosa que permite explicar la mayoría de los fenómenos observados en las nubes de tormenta.

La estructura real de una tormenta es mucho más compleja que estos modelos simplificados, existiendo un mayor número de regiones de carga, pudiendo darse incluso regiones de polaridad opuesta en un mismo nivel de una tormenta.

La Figura 1. 8 presenta tres modelos distintos de distribución de carga en una nube: el modelo bipolar, el tripolar con capa apantalladora y dipolo invertido. Por otro lado, la Tabla 1. 1 presenta distintos valores obtenidos por distintos autores de la distribución de carga en distintas tormentas.



Figura 1. 8. Modelos de distribución de carga en la nube. Izquierda: Modelo bipolar (dipolo positivo). Centro: Modelo tripolar con capa apantalladora. Derecha: Dipolo invertido (nubosidad estratiforme).

Tabla 1. 1. Distribución de carga medidas en tormentas por distintos autores. ( $Z_{LPCC}$  es la altitud de la carga positiva en la base de la nube del tripolo tormentoso,  $Q_{LPCC}$  es la correspondiente magnitud de la carga positiva en culombios,  $Z$  y  $Q$  son las altitudes y magnitudes de las cargas negativa y positiva respectivamente.)

Reference	$Z_{LPCC}$ (km)	$Q_{LPCC}$ (C)	$Z$ (km)	$Q$ (C)	$Z$ (km)	$Q$ (C)
Wilson (1920)	—	—	1	-33	10	33
Simpson and Scrase (1937)	1.7	—	2.7	—	4.6	—
Simpson and Roberson (1941)	1.5	4	3	-20	6	24
Gish and Wait (1950)	—	—	3	-39	6	39
Hozita and Ogawa (1956)	3	24	6	-120	8.5	120
Kuehner (1950)	1.5	—	3	—	6	—
Mahan (1952)	2	10	3	-40	10	40
Wait (1953)	—	—	3	-39	6.1	39
Tamura (1955)	—	—	5	120	7	80
Seegie et al. (1957)	—	—	4	20	8	120
Kasemir (1965)	—	50	—	-340	—	60
Tzur and Roble (1985)	—	—	5	-50	10	50



## El dipolo tormentoso

C.T.R. Wilson (1916, 1920, 1929), tras observar de forma sistemática sobre la superficie terrestre los cambios que experimenta el campo eléctrico en función de la distancia a la cual se encuentran las tormentas (Figura 1. 9), propone un modelo bipolar de carga nubosa en la cual la carga negativa, de varias decenas de culombios, se encuentra en la parte baja de la tormenta y la correspondiente carga positiva unos kilómetros por encima de ella, en la parte más elevada de la tormenta (dipolo positivo).

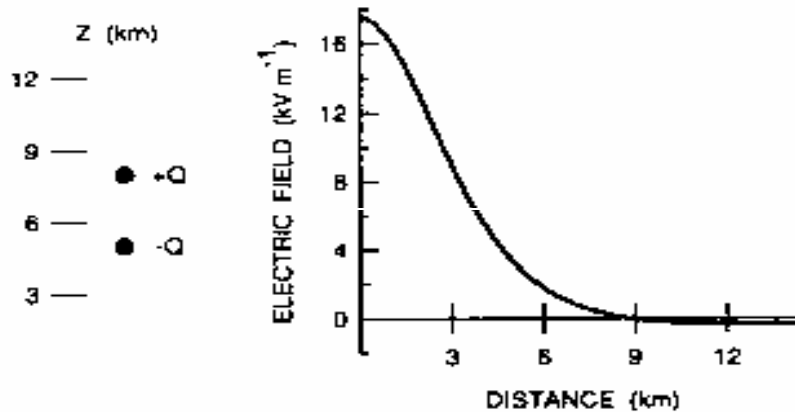


Figura 1. 9. Campo eléctrico en superficie en función de la distancia al eje de un dipolo positivo.

Sin embargo, algunas de las medidas de campo eléctrico realizadas y la existencia de descargas de tipo positivo parecían apuntar igualmente a las hipótesis de estructura tormentosa con dipolo invertido (negativo sobre positivo). Con el fin de determinar cuál de los dos modelos se ajustaban a la realidad, Simpson y Scrase (1937) observan la estructura eléctrica de las nubes en 67 sondeos de carga y establecen la existencia de dipolos de ambos signos, siendo típica y mayoritaria la de dipolo positivo. No obstante, en muchos de los perfiles se observaba la existencia de una tercera región de carga neta positiva bajo la principal negativa.

## El tripolo tormentoso

En el modelo de tripolo tormentoso, la célula tormentosa se compone de un polo principal de carga negativa en la zona central de la tormenta y dos polos principales de carga positiva, uno en la base y otro en la cima de la tormenta, tal y como se puede observar en la Figura 1. 10.

Respecto a las acumulaciones de carga positivas, uno de los polos de carga, de unos pocos culombios de magnitud, se centra en la base de la nube, en un nivel donde la temperatura es próxima a  $0^{\circ}\text{C}$ . El segundo polo, de carga más importante y que llega a tener varias decenas de culombios, se sitúa en la cima de la tormenta, en un nivel donde la temperatura se sitúa entorno a  $-40^{\circ}\text{C}$ .

El polo negativo se encuentra centrado en el nivel correspondiente a la temperatura de inversión de carga, próxima a la isoterma de  $-15^{\circ}\text{C}$ , con una la cantidad de carga similar a la del polo positivo superior.

Esta estructura se origina gracias a la existencia de diferentes procesos de carga eléctrica en los cristales de hielo y graupel cuando colisionan en torno al nivel de la temperatura de inversión de carga, y posteriormente a la acción de las corrientes ascendentes de aire sumadas al efecto gravitatorio que causa la separación y distribución de la carga generada durante dichas colisiones.

Como hemos señalado previamente el proceso más importante que da lugar a la electrificación de la nube no es otro que los choques que se producen entre los cristales de hielo y granizo en presencia de gotitas de agua subfundida en el seno de la célula tormentosa.

A temperaturas superiores a  $-15^{\circ}\text{C}$  (temperatura de inversión de carga, **TIC**) las partículas de graupel que chocan con los cristales de hielo adquieren carga positiva y estos últimos carga negativa. Por debajo de esta temperatura ocurre el proceso inverso.

Así, los cristales de hielo, que se sitúan en las zonas más altas y frías de la tormenta, están cargados positivamente y al ser más ligeros que el granizo o graupel, su velocidad relativa es ascendente, debido a que son arrastrados más eficientemente por las fuertes corrientes ascendentes en el seno de la tormenta. De esta forma, se forma una región de carga positiva entre 8 y 10 km, mientras que a 5 km de altura, en torno a la isoterma de  $-15^{\circ}\text{C}$ , se acumula la carga negativa acarreada por el graupel.

Por otro lado, en la base de la nube a unos 2 km de altitud y aproximadamente  $0^{\circ}\text{C}$ , se forma la pequeña región de carga positiva debida a la precipitación de granizo que a estos niveles se hayan ya cargados positivamente (el granizo cargado negativamente que desciende de los niveles más altos, se neutraliza progresivamente y termina por adquirir carga positiva). La precipitación de granizo positivamente cargado que ocurre cuando las corrientes ascendentes no pueden mantenerlo en el seno de la nube es, en consecuencia, la responsable de la aparición del núcleo de carga positiva en la base de la nube.

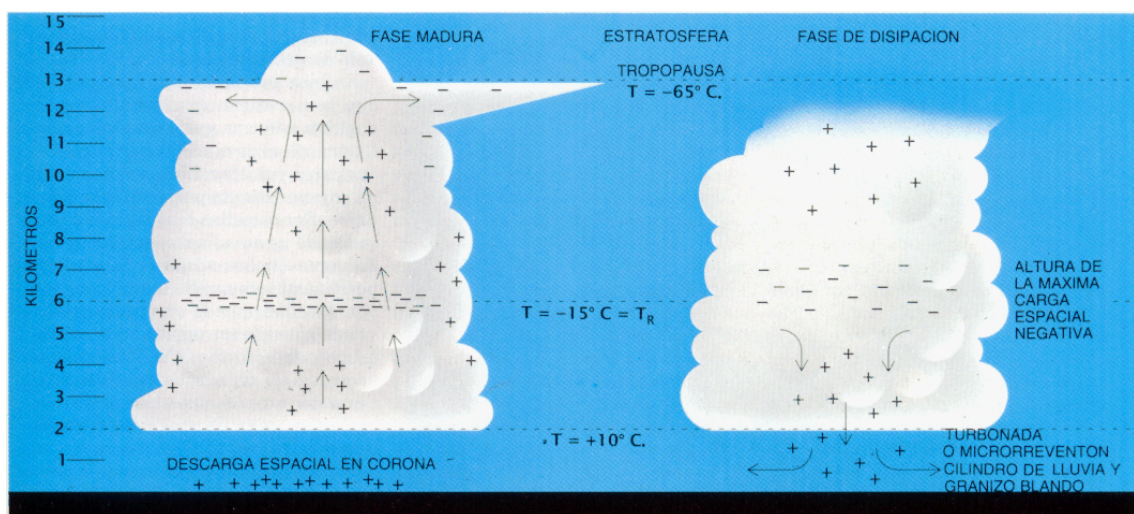


Figura 1. 10. Distribución de carga en una célula tormentosa en su estado de madurez y disipación. Williams 1989.

### **Dipolos invertidos. Nubosidad estratiforme**

El modelo de distribución de carga descrito anteriormente, responde bastante bien al observado en una nube de tipo convectivo o cumulonimbo. En el caso de nubosidad estratificada el modelo de distribución de carga cambia sustancialmente.

Las nubes estratiformes se caracterizan por su bajo contenido en agua  $< 1\text{gr/m}^3$ , pequeño espesor  $< 5\text{-}6\text{ km}$  y reducida convectividad (corrientes ascendentes débiles de  $1\text{ a }3\text{ m/s}$ ). La estructura eléctrica en estas nubes se corresponde generalmente a un dipolo invertido, con una relativamente alta concentración de carga positiva en la parte baja de la nube, y una baja concentración de carga negativa en la alta, en virtud de una disminución de la concentración de partículas de hielo con la altura en este tipo de nubes.

Una de las explicaciones que encontramos en la literatura (Rutledge et al.1990) para la comprensión de este hecho en la nubosidad estratiforme asociada a Sistemas Convectivos de Mesoescala contempla la advección de carga positiva desde las partes altas de las áreas convectivas hacia las estratiformes, gracias a los sistemas de viento que los acompañan. No obstante, la generación de carga “in situ” en estas regiones parece ser el mecanismo más probable: las colisiones entre las pequeñas partículas de hielo y las de graupel que se producen en nubes con bajos contenidos líquido acuosos, junto con la acción gravitatoria y aerodinámica sobre ellas, dan origen a esta estructura de dipolo invertido en la cual la temperatura de inversión de carga se sitúa a  $-8^\circ\text{ C}$ . La máxima concentración de carga positiva se produce en estas nubes a niveles bajos, en el nivel de la isoterma de  $-5^\circ\text{ C}$ , mientras que en torno al nivel de temperatura de inversión de carga se forma la distribución de carga negativa (Rutledge et al.1993). Por encima del nivel de la isoterma de  $-8^\circ\text{ C}$  no se forman otras acumulaciones de carga debido al poco espesor de la nube estratiforme y al pequeño número de partículas de hielo y graupel existentes.

### **Estructura multipolar**

Los modelos clásicos de distribución de carga expuestos difieren, no obstante, de la estructura observadas en muchos estudios experimentales, donde se observan complejas estructuras eléctricas verticales y se llegan a localizar entre 4 y 10 regiones de carga (Marshall, 1991), algunas de las cuales surgen como un fenómeno de pantalla en la base y en la cima de la tormenta.

La estructura multipolar en las tormentas podría ser explicada, según algunos autores (Jayaratne et al. 1998), por la aparición de múltiples temperaturas de inversión de carga (TIC). De hecho la TIC presenta una dependencia del espectro de las gotas nubosas y del contenido de agua líquida de la nube.

Experimentalmente se obtiene que con contenidos de agua líquida en torno a  $1\text{ gr/m}^3$  y un diámetro medio de gotitas de  $10\text{ }\mu\text{m}$ , la temperatura de inversión de carga se produce a  $-18^\circ\text{ C}$ , mientras que si el diámetro es inferior a  $4\text{ }\mu\text{m}$  se producen hasta 4 regiones de temperatura de inversión de carga a  $-9^\circ$ ,  $-12^\circ$ ,  $-17^\circ$  y  $-24^\circ\text{ C}$ .

Este hecho experimental podría, por tanto, estar en la raíz de distintas estructuras multipolares encontradas. Las variaciones, tanto del espectro de gotas nubosas como del

contenido de agua líquida y la concentración de impurezas, podrían estar en el origen de la aparición de numerosas temperaturas de inversión de carga a distintos niveles y, por tanto, ser la causa de la formación de complejas estructuras multipolares.

### **Estructuras multicelulares**

Hemos visto un modelo teórico de cómo se genera y distribuye la carga en células tormentosas clásicas o bien en nubosidad de tipo estratiforme, comúnmente asociada a sistemas convectivos de mesoescala. No obstante los sistemas tormentosos en la realidad son a menudo complejos y muestran estructuras multicelulares.

Stasenko et al. (2003) encuentran evidencias de que la interacción entre tormentas multicelulares multiplica los fenómenos de generación y acumulación de carga derivando en mayores actividades eléctricas de las esperadas, con mecanismos de generación y separación de carga más complejos que conllevan una interconexión entre la propia microfísica nubosa, la dinámica tormentosa con su sistema de vientos y la situación sinóptica en que estos fenómenos se desarrollan. En particular, estos autores encuentran que la máxima actividad eléctrica en los sistemas tormentosos se produce en zonas con predominio de cristales de hielo y bajos contenidos acuosos con valores en torno a  $0,2-0,3 \text{ g/m}^3$ .

### **1.3.3. El rayo**

Tras la formación de regiones de grandes cargas espaciales en la tormenta, ésta procede a descargarse mediante corrientes eléctricas de muy distintas características. Estas corrientes o descargas eléctricas pueden producirse entre la tierra y la nube, entre centros de carga dentro de la misma la nube y desde la nube a la ionosfera, mostrando un carácter bien continuo y suave, o brusco y disruptivo.

Entre las descargas suaves destaca la descarga en corona o emisión iónica que se produce durante las tormentas y parte de los objetos puntiagudos de la superficie terrestre. Esta emisión iónica desde los objetos puntiagudos en ocasiones puede visualizarse, denominándose fuego de San Telmo.

Cuando la descarga eléctrica se produce de forma violenta, se denomina rayo cuando se produce entre una nube y la superficie terrestre, y relámpago cuando la descarga se produce de nube a nube, o de nube a aire.

### **Fase preparatoria**

En condiciones de buen tiempo se observa en la atmósfera libre un campo eléctrico sobre la superficie terrestre del orden de  $-125 \text{ V/m}$ . Cuando se aproxima una tormenta esta situación cambia notablemente. La tormenta, cargada negativamente en su base, induce una carga positiva sobre la superficie terrestre, y el campo eléctrico aumenta hasta valores del orden de  $10.000 \text{ V/m}$ .

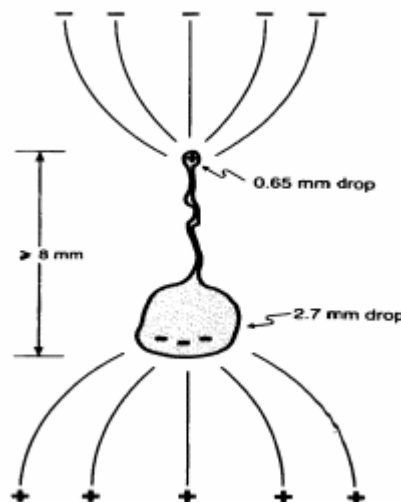
Para que se produzca un rayo, el aire, que es un dieléctrico, tiene que convertirse en conductor. A este fenómeno se le llama la ruptura de dieléctrico y ocurre con valores de campo eléctrico muy elevados que son capaces de liberar los electrones del medio dieléctrico. En el aire, la ruptura del dieléctrico se produce a  $3000 \text{ kV/m}$  a nivel de la superficie del mar, y a  $450 \text{ kV/m}$  a  $6 \text{ km}$  de altura. En presencia de gotitas de nube, esta

rotura se produce con valores menores del campo: 1000 kV/m en superficie y a 270 kV/m a los 6 km de altitud.

No obstante, los valores del campo encontrados por diversos autores en sondeos realizados a través de nubes de tormenta no superan los 150 kV/m. Este valor del campo eléctrico no es suficiente para ocasionar la ruptura del dieléctrico y desencadenar un rayo. Ante este hecho, se barajan dos hipótesis para explicar la ruptura del dieléctrico que se observa:

Un mecanismo posible es la iniciación por medio de electrones energéticos producidos por rayos cósmicos ( $\approx 1$  MeV), que pueden dar lugar a una avalancha de electrones a valores de campo eléctrico muchos menores. Se define pues como “breakeven” el valor del campo para que la energía media de un electrón energético aumente con el tiempo y pueda dar origen a la avalancha de electrones. Este valor decrece con la altura, y es de 100 kV/m a 6 km.

Otra posibilidad es que el rayo se inicie mediante el efecto corona sobre gotitas de agua cargadas que colisionan (Crabb y Lantham 1974 - Figura 1. 11-, Coquillat, Chauzy 1994).



**Figura 1. 11. Concentración de líneas de campo sobre un filamento producido mediante una colisión entre gotas (Crabb y Lantham, 1974).**

En estas condiciones, en el interior de la nube puede producirse, en un proceso no del todo conocido, una chispa. Partiendo de esta chispa, las cargas eléctricas de la nube, aceleradas por el intenso campo eléctrico presente, van abriendo en el aire un estrecho canal ionizado y, por tanto, conductor, que siguiendo las regiones de mayor conductividad va progresando de forma escalonada con pausas entre escalón de  $50 \mu\text{s}$ . Cada paso o escalón tiene una duración de  $1 \mu\text{s}$  y una longitud de unos 50 metros. Al comienzo de un nuevo paso, el canal ionizado puede bifurcarse, y cada rama avanza y puede bifurcarse a su vez, apareciendo múltiples ramificaciones que progresan independientemente en forma de zig-zag, definiendo así la forma del rayo. Este chorro iónico que progresa se llama descarga “líder” y al conjunto de todos ellos se le denomina como líderes escalonados. La velocidad de los líderes es del orden de  $2 \cdot 10^5$

m/s y la intensidad de los mismos se sitúa entre 100 y 1000 amperios. La cantidad de carga que se deposita en el canal del líder escalonado llega a ser del orden de 5 culombios.

### Fase principal

Transcurrido un tiempo de unos 20 ms, el extremo del canal abierto o descarga líder se aproxima a unos 100 metros del suelo. Como consecuencia del intenso campo eléctrico que se establece entre el extremo del canal y la superficie terrestre, desde las irregularidades del terreno u objetos puntiagudos comienza una descarga ascendente, de signo contrario al líder descendente y que acaba por conectar con éste (proceso de ataque). En ese momento, la nube queda al potencial de la tierra y se produce una intensa descarga denominada descarga de retorno, que se propaga de forma continua hacia la nube a una velocidad inicial que puede exceder los  $2 \cdot 10^8$  m/s, disminuyendo con la altura hasta  $10^8$  m/s, y la alcanza en un tiempo de 70  $\mu$ s. La intensidad de la descarga es del orden de 30 kA. En este proceso se transfiere a tierra la carga de la nube y la depositada en el canal del líder escalonado incluidas las ramificaciones.

En la Figura 1. 12 se describe el proceso de descarga del rayo (negativo), el líder escalonado y la descarga de retorno.

En ciertas ocasiones se observa que tras la descarga de retorno, ésta es seguida por una descarga en forma de corriente continua de unos 100 amperios de intensidad y una duración de unas décimas de segundo.

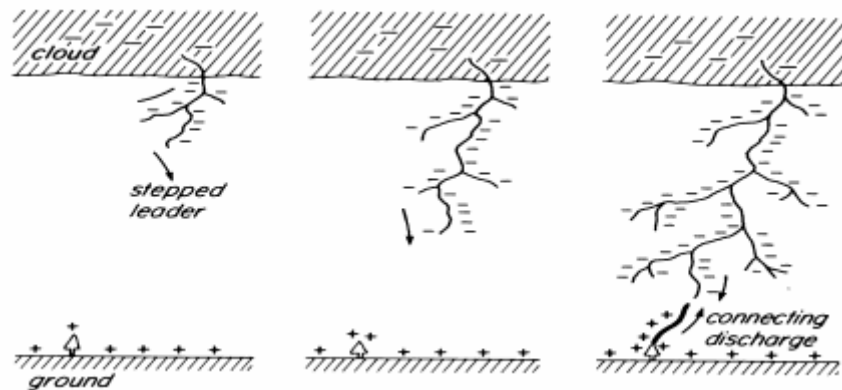


Figura 1. 12. Descripción del proceso de descarga del rayo (negativo). Líder escalonado y descarga de retorno.

### Fase de réplicas

Cuando la descarga de retorno concluye y no se producen ya más procesos de descarga, el rayo se denomina rayo de descarga única. Si existe suficiente carga disponible en la nube, después de la primera descarga de retorno y tras un periodo del orden de 40 ms, puede producirse una segunda descarga líder, que surge desde la nube y se traslada a través del canal previamente ionizado hasta aproximarse al suelo en un tiempo de aproximadamente 2 ms. Esta segunda descarga líder recibe el nombre de **líder dardo**.

El movimiento del líder dardo se realiza de forma continua y a una velocidad del orden de  $10^7$  m/s, pues el canal iónico ya está abierto. Cuando el líder dardo está próximo al

suelo se produce una nueva descarga de retorno que alcanza la nube en un tiempo del orden de  $50 \mu\text{s}$ .

Este proceso puede repetirse un número incluso superior a 15 veces. El número de descargas que se producen en un rayo se define como la multiplicidad del mismo. Se observa que el número de descargas de una determinada multiplicidad disminuye exponencialmente según aumenta su número.

Si la ionización del canal que sigue el líder dardo decae, el líder dardo se desplaza nuevamente a escalones y siguiendo incluso nuevos canales con distintos puntos de contacto a tierra. Este proceso se denomina **líder dardo escalonado**.

Cuando se analiza el valor del campo eléctrico durante el rayo, se observan distintas discontinuidades en el mismo que se denominan componentes M, y procesos J y K.

Las componentes M aparecen como discontinuidades o saltos en la señal de la corriente continua de descarga a tierra que se observa tras la descarga principal o de retorno. Su amplitud es de unos 200-300 amperios, su duración de 300- 500 microsegundos y transfieren una cantidad de carga de 0,1-0,2 C. Su origen puede deberse al contacto que se produce entre distintos canales de descarga intranube con el canal conductor nube-tierra. La corriente continua y las componentes M van asociadas a manifestaciones luminosas durante su descarga

Procesos J y K son discontinuidades en el campo eléctrico que aparecen entre descargas subsiguientes. El proceso J aparece como un cambio continuo del campo eléctrico que dura decenas de milisegundos. Se asocia a los movimientos de carga que ocurren desde la nube en dirección de la descarga de retorno subsiguiente. El proceso K se presenta con cambios bruscos en el valor del campo eléctrico y de unos milisegundos de duración. Se asocian a procesos de carga del canal del rayo previamente desconectado de tierra. Los procesos J y K no se asocian a ningún canal luminoso.

La duración típica de todo el fenómeno descrito (fase preparatoria, principal y de réplicas) es de unos 0,2 segundos, tiempo durante el cual se transfiere una carga del orden de 30 culombios y se libera una energía del orden de  $10^9$  julios, equivalente a una bombilla encendida durante un año. Las diferencias de potencial que entran en juego en este proceso son del orden de  $10^7$  V. La temperatura que alcanza el canal (de apenas unos centímetros de diámetro) por el que se transfiere la carga llega a los  $30000^\circ\text{C}$ . La expansión del aire debido a estas temperaturas genera una onda sonora, el trueno.

### 1.3.4. Tipos de descargas eléctricas

Existen tres tipos de descargas eléctricas fundamentales: Los rayos o descargas nube tierra; los relámpagos o descarga entre distintas nubes, distintas partes de ellas, o incluso entre nube y aire; y las descargas ionosféricas, que se producen entre la cima de la nube y la ionosfera.

## Rayos

Podemos establecer distintas clasificaciones de los rayos dependiendo de su naturaleza, artificial o natural, del tipo de carga que lleva a tierra, por la dirección de la descarga, o bien, por su apariencia física. Algunos de ellos se muestran en la Figura 1. 13.

### Rayos naturales

Se denominan rayos naturales aquellos que son el resultado de la electrificación natural, sin que tenga lugar la intervención directa o indirecta del hombre.

### Rayos artificiales

Cuando los rayos son inducidos por la mano del hombre, ya sean por estructuras muy elevadas como edificios o antenas de televisión, por aeronaves, o bien por cohetes de experimentación lanzados a las nubes y utilizados para ocasionar rayos para su estudio, se suelen denominar rayos artificiales. Se diferencian de los rayos tierra-nube en que de la cima de las estructuras se generan igualmente descargas líderes que van al encuentro de las descargas líderes que descienden de la nube, y cuando se encuentran con ellas se produce la descarga de retorno desde tierra.

### Rayos negativos

Llevan carga negativa a tierra y constituyen el 90-95% de las descargas. Podemos diferenciar dos tipos según la dirección de la descarga:

- a) Una descarga líder negativa desciende desde la nube cargada negativamente hasta la proximidad del suelo cargado positivamente de donde sale la descarga de retorno (proceso descrito).
- b) Desde una prominencia del terreno o una estructura artificial, asciende hacia la nube un líder positivo y desde la nube desciende otro negativo. Cuando contactan una descarga de retorno surge del suelo hacia la nube.

### Rayos positivos

Llevan carga positiva al suelo y constituyen el 5-10% del total de las descargas, aunque en determinado tipo de tormentas (tormentas invernales, regiones estratiformes de sistemas convectivos de mesoescala (MCS), o en tormentas que producen tiempo severo) el número de rayos positivos pueda ascender hasta un 30%. Podemos diferenciar dos tipos según la dirección de la descarga.

- a) Una descarga líder positiva desciende desde la nube cargada positivamente hasta la proximidad del suelo cargado negativamente desde donde sale la descarga de retorno.
- b) Desde una prominencia o estructura puntiaguda del terreno, asciende un líder negativo y desde la nube desciende otro positivo. Cuando contactan una descarga de retorno surge del suelo hacia la nube.



### Rayos bipolares

Algunos autores describen la existencia de rayos bipolares. Son rayos cuya primera descarga es de una polaridad y la replica subsiguiente es de distinta polaridad. Esto ocurre porque un segundo líder, procedente de una zona de la nube cargada con signo distinto a la que origina un líder primario, conecta con el canal ionizado que ha dejado este último, produciéndose por el mismo canal una descarga de polaridad contraria a la primera.

### Rayo ramificado

Se denominan de esta forma a aquellos rayos que presentan múltiples canales que conectan con tierra, o que presentan ramificaciones desde un canal principal.

### Rayo en cinta.

Cuando el viento desplaza el canal iónico por el cual se produce la descarga, las subsiguientes descargas de retorno aparecen desplazadas, confiriendo al rayo una forma de cinta.

### Rayo en cadena

El proceso de extinción luminosa del rayo puede darse de forma que se alternan puntos luminosos con otros oscuros dando el aspecto de una cadena o cuentas de collar.

### Rayo en bola.

Es el más misterioso de todos los tipos rayos. Existen muchas referencias al mismo, pero no rigurosamente documentadas. Se asemeja a una bola brillante de unos 20 cm de diámetro que se desplaza flotando en el aire de forma imprevisible. Su génesis se asocia al propio impacto del rayo. La física del rayo en bola es poco conocida, aunque algunas teorías lo relacionan con el confinamiento electromagnético de plasmas.

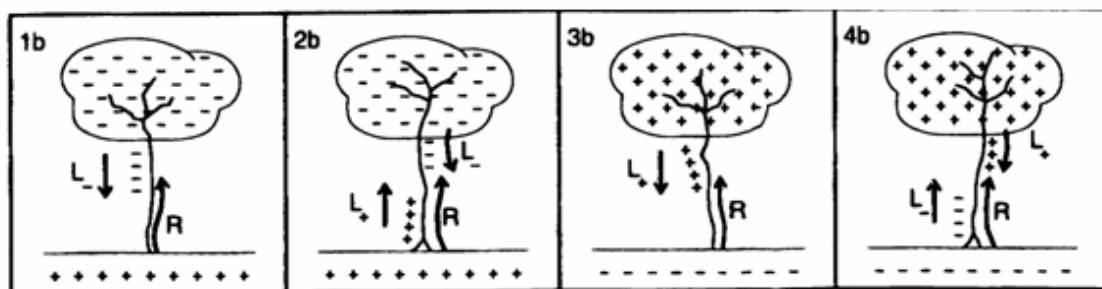


Figura 1. 13. Tipos de descargas según Mazur y Ruhnke (1993). Rayo negativo natural (1b) y artificial (2b). Rayo positivo natural (3b) y artificial (4b). L= Descargas líderes. R= Descarga de retorno hacia arriba.

## **Relámpagos**

Son descargas eléctricas nube-nube o nube-aire, con frecuencia son confundidos con los rayos cuando estos se producen a muchos kilómetros de distancia en el fenómeno

que se denomina como rayos de calor. Los procesos que lideran su génesis son semejantes a los del rayo, siendo sin embargo mucho menos intensos que estos, con intensidades del orden de 1 kA.

### **Descargas ionosféricas**

Recientemente se ha documentado la existencia de descargas eléctricas de corta duración (0,1 seg.) entre la cima de las tormentas y la ionosfera. Existen tres tipos de estas descargas:

#### Espíritus Rojos (Sprites)

Estas descargas tienen unos 5-30 kilómetros de anchura y son de un color rojizo tenue, de aspecto fantasmagórico. Parece que están asociadas a rayos positivos de alta intensidad.

#### Chorros Azules (Blue Jets)

Son descargas de color azul intenso con forma de cono estrecho.

#### Duendes (Elves)

Aparecen a unos 100 kilómetros por encima de la nube tormentosa y ocupan una extensión de varios cientos de kilómetros con un color verdoso y en forma de platillo volante.

## **1.4. CLIMATOLOGÍA GLOBAL DE TORMENTAS**

Actualmente es posible conocer la actividad global tormentosa, al menos de una forma aproximada, gracias a los sensores de detección por satélite, que detectan la luminosidad originada por los rayos dentro de las nubes tormentosas. El primero de estos sensores, OTD (Optical Transient Detection), se puso en funcionamiento en el año 1995.

Diariamente se producen en todo el planeta unas 44.000 tormentas y un número de rayos estimado en 8.600.000 (100 por segundo), lo que resulta en una densidad media anual de 6 rayos/km<sup>2</sup> para todo el planeta.

No obstante, la distribución de las tormentas y los rayos sobre la superficie terrestre no es uniforme. De esta forma existe una variabilidad espacial y temporal debido a diversos factores dependientes, entre otros, de las variaciones de la radiación solar (latitudinal, diaria y estacional), o bien debido a fenómenos de orden climático, como las variaciones en la circulación oceánica (El Niño), que juegan un papel importante en la distribución de las tormentas.

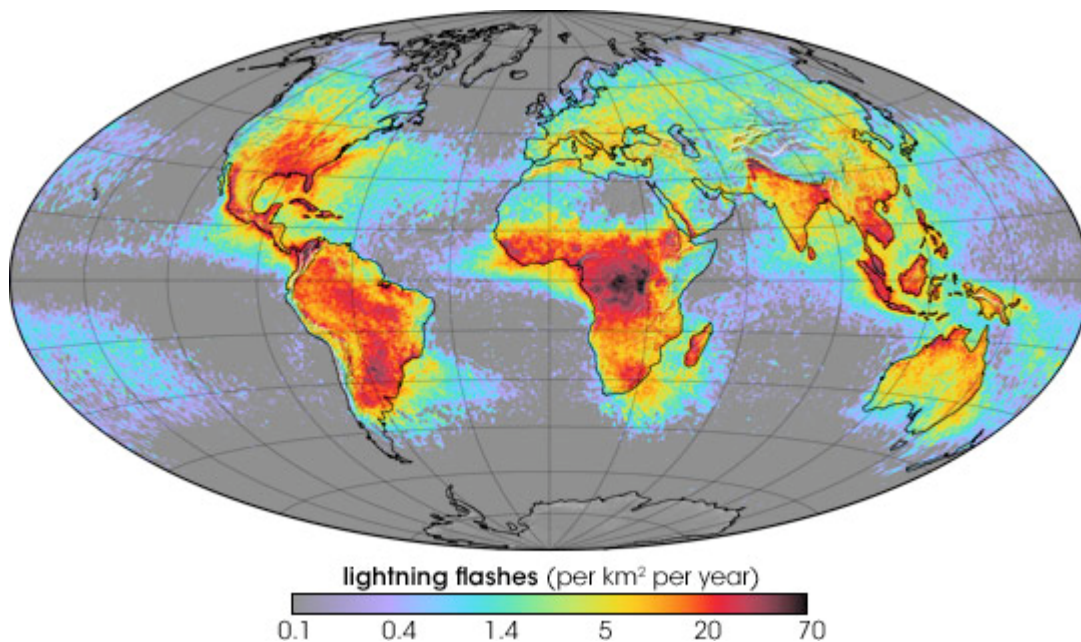
Como se observa en la Figura 1. 14, en líneas generales se produce una mayor actividad tormentosa en las áreas continentales que en las oceánicas, y mucho mayor en las zonas ecuatoriales que en las latitudes medias y polares, siendo en este último caso muy débil.

En los océanos, el número anual medio de tormentas varía entre 40-80 días, que se producen generalmente (excluyendo zonas adyacentes a los continentes) sobre las

corrientes cálidas y en los mares templados, donde la densidad anual de rayos puede superar los 2 rayos/km<sup>2</sup>. En el resto de zonas oceánicas tanto en latitudes medias, polares o tropicales, se producen valores inferiores a 10 días anuales de tormenta con una densidad anual de rayos inferior a 0,6 rayos/km<sup>2</sup> y en muchos casos inferior a 0,1 rayos/km<sup>2</sup> o incluso valores nulos. La baja temperatura superficial del mar en las zonas medias y sobre todo en las polares, y la presencia de extensos anticiclones con aire subsidente en zonas tropicales, inhiben los posibles procesos convectivos que puedan darse en estas zonas.

En las áreas continentales, la mayor actividad tormentosa se concentra en la franja ecuatorial con un número medio de 100-200 tormentas anuales, siendo la zona ecuatorial de África, con una densidad anual superior a 70-80 rayos/km<sup>2</sup>, la región más tormentosa del planeta. La mínima actividad tormentosa aparece sobre las zonas polares y algunos desiertos tropicales con valores inferiores a 1-5 días de tormenta al año respectivamente y densidades anuales, en general inferiores a 0,1 rayos/km<sup>2</sup>. En latitudes medias, el número anual de tormentas esta comprendido entre 10 y 40, con un máximo de hasta 80 en el sudeste de los Estados Unidos, donde se registran entre 20-30 rayos/km<sup>2</sup>.

En Europa, la región mediterránea es la más activa eléctricamente con valores anuales de hasta 10 rayos/km<sup>2</sup>, disminuyendo hasta valores inferiores a 1-2 rayos/km<sup>2</sup> en el norte del continente y en la fachada atlántica.



**Figura 1. 14. Distribución global de rayos (NASA Earth Observatory).**

## 1.5. SISTEMAS DE DETECCIÓN DE RAYOS

Existen actualmente diversos sistemas o medios técnicos cuyo objetivo es el de localizar espacial y temporalmente los impactos de los rayos y/o relámpagos, así como de evaluar sus características físicas. Estos sistemas se dividen en dos tipos, directos o indirectos.

### Sistemas directos

El emplazamiento del sistema de detección coincide con la localización del rayo.

#### Torre de observación meteorológica:

Las torres de detección miden unos de 150 m de altura y se encuentran ancladas a tierra. En la punta de la misma se instalan uno o más pararrayos que derivan la corriente de la torre. El objetivo de estas torres es la medida de las características del rayo mediante incidencia directa del mismo sobre las mismas. Para ello se instalan distintos dispositivos que nos proporcionan la información requerida a partir de las mediciones del paso de corriente a través de ellos. Proporcionan pocos registros debido a la baja frecuencia con que los rayos impactan en ellas, existiendo además bastantes problemas en el mantenimiento del sistema.

### Sistemas indirectos

El emplazamiento del sistema de detección no coincide con la localización del rayo. Podemos distinguir distintas técnicas de detección:

#### TOA (Time Of Arrival)

Estos sistemas de localización de rayos están basados en la diferencia de tiempo de llegada del pulso electromagnético emitido por el rayo a varias antenas distantes.

La diferencia de tiempo de llegada es computada entre pares de estaciones por un analizador central. Cada par de diferencias de tiempos describe una hipérbola con focos en las estaciones, por lo cual son necesarias al menos 4 estaciones para localizar sin ambigüedad la posición del rayo en el punto de intersección de 3 hipérbolas.

Las fuentes de error de estos sistemas son debidas principalmente a diferencias en sincronización de los diferentes relojes, así como en la distorsión la onda durante su propagación. Señalar también que impactos de rayos muy cercanos a una de las antenas pueden dar lugar a importantes errores tanto en la estimación de la distancia como en el cálculo de los parámetros físicos asociados al rayo.

El error típico en la localización de un rayo se estima en 2 km aproximadamente. La eficiencia de detección se sitúa, según los casos reportados, entre el 40% y el 90% dependiendo, en general, de la atenuación de la onda con la distancia.

La señal electromagnética utilizada para la detección de los rayos, se sitúa en el rango de la baja frecuencia (LF) o incluso la muy baja frecuencia (VLF). En este rango de frecuencias los rayos radian mayor cantidad de energía que los relámpagos que de esta

forma son discriminados. El rango de las altas frecuencias (VHF) se utiliza para la detección de relámpagos y descargas precursoras.

#### Detección por radiogoniometría (Magnetic Direction Finders, MDF)

La localización de los rayos se realiza a partir la intersección de los distintos vectores de dirección o azimut en que se sitúa el rayo respecto a las antenas que registran su onda electromagnética. Son necesarias al menos dos antenas para determinar un punto y 3 para hacerlo sin errores en la línea que une dos antenas.

Cada DF consta de dos antenas ortogonales que detectan el campo magnético generado por el rayo. En las antenas ortogonales se induce un voltaje, que es proporcional a la derivada del campo magnético multiplicada por el coseno del ángulo entre el plano de la antena y la dirección de procedencia del campo magnético. La relación entre los voltajes integrados en las antenas proporciona la dirección del rayo.

Este sistema trabaja en el rango de la radiación electromagnética de baja frecuencia (100 kHz) emitido por el rayo. En estas longitudes de onda, las ondas electromagnéticas se propagan casi sin distorsión y atenuación durante cientos de kilómetros.

Las fuentes de error de este sistema provienen principalmente de la existencia de objetos o estructuras próximas a las antenas que originan una dispersión en la onda (errores “in situ”). El error angular puede llegar a ser en estos casos de hasta de 10°.

La eficiencia de detección del sistema se sitúa en torno al 60%-90% en un rango de 400 kilómetros, con un error en dicha eficiencia de detección de 10 kilómetros en zonas alejadas y entre 2-5 kilómetros en zonas próximas a las antenas, cuando éstas están separadas 200-400 kilómetros.

#### Detección por interferometría

Estos sistemas de detección se basan en el análisis de la diferencia de fase con que llega la señal de muy alta frecuencia VHF (30-300MHz) generada por las descarga eléctrica a un conjunto de antenas situadas en una estación interferométrica, y que están separadas una determinada distancia. La diferencia de fase es función del ángulo entre la dirección de la onda y de la posición relativa de las antenas.

Para localizar el rayo se necesitan dos o tres estaciones de este tipo y dos antenas ortogonales en cada estación para determinar el azimut y la elevación de la señal VHF.

En estas condiciones, la localización de los rayos no depende de la forma y amplitud de la onda y por tanto es independiente de la influencia que distancia y el entorno causen sobre la misma.

Estos sistemas son capaces de diferenciar los rayos de los relámpagos y su precisión en la localizaciones es del orden de 2 km dentro del perímetro de la red cuando la distancia entre las estaciones interferométricas es del orden de 100 km, aumentando hasta 5-8 km por encima de este perímetro.

En 1979 se comercializó en Francia el primer sistema de este tipo con el nombre de SAFIR, que opera en una estrecha banda situada entre 110-118 MHz. En un típico sistema SAFIR las estaciones están separadas entre 10-100 km. Con una separación del orden de 10 km se puede representar mediante este sistema, y con suficiente resolución, los rayos en 3 dimensiones. En cambio, si la separación entre antenas es superior, el sistema sólo puede proporcionar un mapa bidimensional de las descargas.

#### Detección por una única antena (S.L.L. Single Lightning Location)

Esta técnica de detección se basa en la existencia de una única antena para localizar los rayos. Su funcionamiento se basa en el análisis de la forma de la onda que llega a la antena y a partir de él tratar de deducir la distancia e intensidad del rayo. La localización del rayo es menos precisa que la proporcionada por técnicas anteriores. Sin embargo, es la técnica más económica pues no es necesaria una gran infraestructura para su operatividad. Su precio unido a la simplicidad y fiabilidad del sistema la hace muy atractiva para las empresas o particulares.

Los sistemas más sofisticados, estudian la relación entre la diferencia de fase y la diferencia de tiempo de llegada entre la onda reflejada en la ionosfera y la directa de tierra. Es el caso del sistema llamado M-LDARS desarrollado en la Universidad de Ciencia y Tecnología China, puede ser usado para observar la localización, intensidad y polaridad de los rayos en un rango de 250 km, además de discriminar las descargas entre nubes. La fuente de errores es este sistema provienen de la variación de la altura de reflexión ionosférica.

#### Radar

La detección de rayos mediante radar se fundamenta en el aumento de conductividad que experimenta el canal de plasma ionizado que constituye la propia descarga del rayo. De esta forma, el impulso electromagnético lanzado desde el radar puede reflejarse en el canal ionizado y mostrarnos la estructura y posición del mismo.

#### Técnicas acústicas

Localizan las descargas eléctricas a partir de la diferencia de tiempo y las características de las ondas acústicas que ésta genera. Actualmente, aunque sigue siendo una técnica viable, está en desuso debido a la mejora que implican los sistemas basados en ondas de frecuencia VHF.

#### Sensores ópticos en satélites

Detectan con una cámara de alta velocidad la luminosidad originada por los rayos dentro de las nubes tormentosas en la banda del visible situada entre el rojo y el infrarrojo (7770 nanómetros). La resolución espacial de este sistema llega a ser del orden de 10 km. El primero de estos sensores, OTD (Optical Transient Detection), se puso en órbita en el año 1995, y en el año 1997, en oposición orbital al OTD, el sensor LIS (Lightning Imaging Sensor).

Los sistemas de detección por satélite tienen la ventaja de poder dar una visión extensa y planetaria de los impactos de rayos. Como inconveniente, al no orbitar de forma geosíncrona, no permiten aún la observación continua de las tormentas.

## 1.6. RELACIONES ENTRE LOS RAYOS Y LA PRECIPITACIÓN

### 1.6.1 Introducción

La posibilidad de establecer una relación entre la precipitación en un área dada durante una tormenta y el número de rayos contabilizado en la misma se sustenta en el hecho, frecuentemente observado, de la intensificación de la precipitación tras el impacto de un rayo en las proximidades del lugar donde ésta se produce. Este hecho invita a pensar que la precipitación producida en las tormentas podría estar relacionada de alguna manera con la actividad eléctrica de la misma.

Ya en la década de los años 50, distintos autores comenzaron a estudiar dicha relación. Kuettner (1950) y Hatakeyama (1958) constataron que el área de mayor intensidad de precipitación en una tormenta coincidía con el área principal de rayos, y que éstos se distribuían aleatoriamente en un área de aproximadamente 5 km de radio dentro de la precipitación o próxima a ella.

Posteriormente, con el desarrollo de los radares meteorológicos, Carte y Kidder (1977) observaron que en algunos casos existía un error de 1 km al comparar los patrones de rayos y los de la precipitación. Sin embargo, también observaron que en el estado disipativo de la tormenta los rayos se comportaban de forma más aleatoria, encontrando igualmente poca correlación entre la localización de los rayos y de la precipitación en el caso de tormentas multicelulares.

Los problemas que conlleva la utilización de los radares meteorológicos en la estimación y distribución espacial de la precipitación, y en su posterior relación con los rayos registrados radica, por un lado, en que los algoritmos que relacionan la reflectividad y la precipitación no son únicos, y por otro, en que el sistema de vientos desplaza la precipitación que el radar mide a una altura dada antes de llegar a la superficie.

Proctor (1983) hace una revisión de 20 publicaciones referentes a la relación entre la localización de la precipitación y los rayos, encontrando que:

- a) En 13 publicaciones se observaba que los rayos ocurren en regiones de moderada o fuerte precipitación. De éstas, 4 mostraron que, no obstante, los rayos tendían a evitar los núcleos de máxima reflectividad.
- b) En 5 publicaciones se observaba que los rayos se produjeron en las regiones adyacentes a las de intensa precipitación, tres de las cuales mostraban que los rayos limitaban con dichas regiones.
- c) En 2 publicaciones, los rayos se producían en regiones lejanas a la precipitación.

El autor, en consecuencia, postula que en los casos en los que hay falta de correlación entre las áreas donde se producen rayos y las de precipitación se deben a que no todos los rayos siguen trayectorias verticales, sino que algunos rayos siguen trayectorias con una importante componente horizontal.

De estos estudios se puede concluir que, en general, el área de mayor precipitación o bien coincide o es adyacente al área de impactos de rayo, siendo marginales los casos en que esto no ocurre. También es significativo el hecho de que en un importante número de casos los rayos tienden a evitar los núcleos de máxima precipitación, quizá debido a que la conductividad en estas áreas de intensa precipitación es más baja, y el canal del rayo prefiere zonas próximas más conductoras y con una mayor densidad de carga espacial neta. La estructura y trayectoria de los rayos es ampliamente revisada en el capítulo 7 de “The Electrical Nature of Storms” (Mac Gorman y Rust, 1998).

Una de las cuestiones más importantes formuladas ha sido si es la precipitación la que antecede al rayo o bien es el rayo el que antecede a la precipitación. Para responder a esta pregunta se han realizado diversos estudios con resultados dispares.

Los primeros esfuerzos para cuantificar la relación entre el incremento de precipitación observada y los rayos fueron realizados por Moore et al. (1962, 1964) quienes, utilizando un radar zenital en la isla Gran Bahama y en Nuevo México, mostraron que los rayos se producían frecuentemente en ausencia de cercanos ecos de precipitación y que, tras la descarga, aparecía un nuevo eco dentro de la nube que se intensificaba rápidamente. La precipitación alcanzaba el suelo de 60 a 180 segundos después. La conclusión obtenida fue que el rayo generaba la precipitación, aumentando el proceso de coalescencia de las gotas nubosas mediante las fuerzas eléctricas.

Szymanski et al. (1980) documentan un caso (observando mediante un radar la precipitación y los rayos) en el que el aumento de precipitación en una zona de la nube se produce inmediatamente después a la ocurrencia de un rayo. La precipitación y el rayo estaban estrechamente ligados tanto espacial y temporalmente. Este caso es el único del que se tiene noticia de que el aumento de la precipitación esté tan directamente ligado al rayo según lo reportado en el capítulo 10 de “The Electrical Nature of Storms” (MacGorman y Rust, 1998).

Existen diversas hipótesis que relacionan el rayo con la precipitación, sobre la base de la posible influencia que en la formación de la misma tengan los efectos eléctricos y las ondas de presión producidos por los rayos. Estas hipótesis no están exentas de dificultades y son comentadas brevemente en el capítulo 10 de “The Electrical Nature of Storms” (MacGorman y Rust, 1998).

De forma contraria, Jarayatne y Saunders (1984) sugieren la hipótesis alternativa: la precipitación es la que se anticipa al rayo. Sus experimentos de laboratorio muestran que el granizo se carga positivamente al moverse a través de una nube de gotas sobreenfriadas y cristales de hielo a temperaturas superiores a  $-20^{\circ}$  C, y negativamente a temperaturas inferiores a  $-20^{\circ}$  C. Este proceso de carga nubosa puede explicar la presencia de una zona positivamente cargada en la base de la nube, la cual estaría asociada al descenso de intensa precipitación en forma de partículas de granizo o graupel. De igual forma se explicaría la presencia de una zona cargada negativamente en niveles medios de la nube. La génesis del rayo podría estar asociada a un efecto de disparo originado por el aumento local del campo eléctrico debido a dicha carga positiva en la base de la nube. La precipitación, que genera la carga positiva y responsable en última instancia de la descarga a tierra, alcanzaría la superficie pocos minutos después y sería posterior al rayo.



Para contrastar las dos hipótesis, si es la precipitación quien genera el rayo o si es el rayo quien genera la precipitación, Jarayatne et al. (1995) analizan el intervalo de tiempo que transcurre entre la ocurrencia de un rayo (en un radio de 2 km al punto de registro de la precipitación) y el incremento de precipitación, encontrando un retraso de sólo entre 2 y 6 minutos entre el impacto del rayo y el consiguiente aumento de la precipitación. Puesto que el proceso de formación de precipitación por coalescencia propuesto por Moore et al. (1962), junto con el tiempo que tardaría la precipitación en alcanzar el suelo desde una altura de varios kilómetros es muy superior a este pequeño intervalo de tiempo, los autores deducen que la precipitación registrada tras el rayo por Moore et al. (1962), debía estar ya próxima al suelo cuando se produjo el mismo. Este hecho confirmaría la hipótesis de Jarayatne et al. (1984) según la cual es la precipitación quien provoca un aumento local de la carga en la base de la nube (e incluso por debajo de ella) que resulta ser fundamental para el disparo del rayo.

Otras publicaciones (Williams et al. 1989) relativas a diferentes sistemas tormentosos y fenómenos asociados (microeventos, pedrisco, precipitación intensa), parecen confirmar la hipótesis propuesta por Jarayatne et al. (1983) de que es la precipitación quien puede actuar como mecanismo de disparo de los rayos y no a la inversa. Más recientemente, estudios mediante radar de las relaciones entre la ocurrencia de rayos y el análisis de la precipitación, siguen confirmando la teoría de formación de carga mediante procesos no inductivos de carga y el descenso de la precipitación como origen de los rayos. En este sentido, Molinié et al. (1999) verifican el papel que juegan las colisiones de las partículas de hielo en la electrificación de la nube, al encontrar una coincidencia entre el máximo de rayos negativos y la caída de grandes hidrometeoros a través de la región negativa de carga, favoreciendo la ruptura del dieléctrico. Se corrobora la existencia de un retraso de 5-15 minutos entre la máxima precipitación a bajos niveles con el máximo de rayos, encontrando una buena correlación entre la evolución del área por encima de 33 dBz y la evolución de los rayos negativos.

Schultz D. (1999) estudia nevadas con rayos y sin ellos en el norte de Utah y en el oeste de New York, encontrando lo siguiente: las tormentas de nieve acompañadas de rayos se presentan, respecto a las que no producen rayos, con temperaturas y puntos de rocío superiores, e inferiores índices de inestabilidad LI. Las diferencias de temperatura entre superficie y 700 hPa difieren en Utah para los dos tipos de tormentas, pero no así en New York. Todas las tormentas tienen CAPE = 0. Si la temperatura es muy fría, no hay suficiente vapor que favorezca el engelamiento y la electrificación. Si la temperatura es más elevada, la isoterma de  $-10^{\circ}$  C está lo suficientemente alta y las corrientes ascensionales pueden ser lo suficientemente intensas para producir electrificación. Cuando la temperatura es muy baja y se producen rayos es debido al calor latente y sensible que proporcionan los Grandes Lagos. Los autores concluyen que parece ser el graupel el precursor del rayo y que el compromiso entre la microfísica de la nube y las corrientes ascendentes determinan o no la existencia de rayos.

Seity et al. (2003) y Boussaton et al. (2007) observan en muchos casos un aumento de la reflectividad a bajos niveles (1-5 km) varios minutos después del máximo de descargas totales. Ellos sugieren que es el aumento de la fase hielo y la cantidad de graupel la que ocasiona un aumento de la electrificación y por tanto de las descargas eléctricas, con un descenso de la actividad eléctrica cuando la precipitación cae a tierra. Por tanto, en el disparo de los rayos sería más relevante la generación de una gran cantidad de carga

inducida por el crecimiento de las partículas de hielo en una región determinada, más que el disparo producido por el propio descenso de la precipitación.

En cualquier caso, los rayos estarían relacionados con la precipitación en cualquiera de las dos formas: bien mediante el descenso de la misma precipitación que actuará como mecanismo disparador, o bien la cantidad de hielo en formación que aumentaría la carga disponible y en última instancia se convertiría en precipitación.

En el estudio de Boussaton et al. (2007) existen igualmente ocasiones en las que un incremento de la precipitación y de la reflectividad del radar a bajos niveles va unido a una disminución muy importante de la actividad eléctrica, en particular cuando esta va acompañada de pedrisco. Este hecho invita a pensar que en los procesos de carga eléctrica que se producen en las nubes tormentosas, resultan claves tanto el tipo de las partículas de hielo que coexisten como la forma en que se produce el crecimiento de esas mismas partículas de hielo. En concreto, los procesos físicos que lideran la generación de pedrisco, como son las intensas corrientes ascendentes (que limitan el tiempo de interacción entre partículas) y el crecimiento húmedo del hielo (que inhibe el proceso de carga no inductivo) favorecen la disminución de la cantidad de carga eléctrica nubosa disponible durante los periodos en que se produce el pedrisco o la intensa precipitación asociada a la fusión del mismo, y por tanto la disminución del número de rayos.

Las cantidades de precipitación que van asociadas a la presencia de los rayos son muy variables; existen tormentas secas donde hay mucha actividad eléctrica pero escasa precipitación. De manera contraria, se constata que en tormentas de origen marino la precipitación es muy abundante y, sin embargo, las descargas eléctricas muy escasas.

Otra de las cuestiones fundamentales que encontramos en la literatura son las relaciones existentes entre la precipitación y la polaridad de los rayos. Estos pueden ser positivos o negativos. Se constata en la literatura que los rayos negativos van generalmente asociados a las partes convectivas de las tormentas; sin embargo, la proporción de rayos positivos aumenta considerablemente en la zona estratiforme. De la misma manera, se encuentra habitualmente un incremento en la proporción de los rayos positivos en tormentas severas, y cuando están van acompañadas de pedrisco.

## **1.6.2 Casuística de las relaciones espacio temporales entre los rayos y la precipitación.**

Existe en la literatura un extenso número de casos en los que se analizan los patrones espaciales y temporales de la precipitación y los rayos tanto positivos como negativos.

Rutledge y MacGorman (1988) encontraron que en los sistemas convectivos de mesoescala (MCS) existía una gran correlación entre la frecuencia máxima de rayos negativos y el periodo de máxima precipitación convectiva. De la misma forma, los rayos positivos mostraban similares correlaciones con la precipitación integrada sobre el área de nubosidad estratiforme.

Pike (1992, 1994) estudia un MCS sobre Gran Bretaña que muestra gran correlación entre la precipitación global y su intensidad con la localización de rayos en la parte convectiva de la tormenta, no así en la región estratiforme donde, además de producirse

pocos rayos en zonas de baja intensidad de precipitación, se producen también rayos en ausencia de precipitación y precipitación sin rayos. Este último caso está en consonancia con lo observado en diversos MCS por distintos autores como Engholm et al. (1990) o Rutledge et al. (1993), quienes encuentran que la frecuencia de rayos positivos y negativos varía según sea la cantidad total de precipitación convectiva o estratiforme. La frecuencia de rayos positivos es máxima coincidiendo con el máximo crecimiento de la precipitación estratiforme y disminución de la convectiva, durante el periodo de disipación de una tormenta.

Vemos pues, que en general, en las zonas convectivas de los MCS existe una estrecha relación tanto espacial, temporal y cuantitativa entre los rayos negativos y la precipitación, no estando esta relación tan clara en las regiones de precipitación estratiforme.

Clodman S. y W.Chisholm (1994) estudian tormentas de carácter cuasi estacionario en la zona de los Grandes Lagos. La relación que existe entre los rayos y precipitación se pone de manifiesto de forma que, tanto el máximo de frecuencia como de la densidad de rayos en el entorno de un punto, se corresponde con el máximo de precipitación. No obstante, se constata que no en todas las fases de la tormenta estas relaciones existen. De hecho, tanto en la fase inicial como en la final apenas existen; sin embargo, durante la fase principal, la correlación entre la precipitación y la frecuencia de rayos sobre un área de 7 km alrededor del punto de medida es casi total. En este caso se encuentra una buena relación entre las isoyetas y la densidad de rayos, estimándose en  $120 \cdot 10^6$  kg de precipitación por rayo (40% de eficiencia de detección).

Curran y Rust (1992) constatan la existencia de rayos en tormentas de escasa precipitación y reportan un caso particular. En dicho sistema, la precipitación total recogida es inferior a 7 mm y va asociada a pedrisco. La reflectividad mostrada por el radar es alta ( $> 50$  dBZ) y está producida por partículas grandes de granizo en baja concentración. Las hipótesis esgrimidas para explicar la baja eficiencia de precipitación en esta tormenta se fundamentan en las altas concentraciones de núcleos de condensación propias de las zonas continentales secas, que producen un estrecho espectro de gotas nubosas, y en la entrada de aire seco en la nube.

De la misma manera, Soula et al. (1995) analizan dos tormentas de baja precipitación sobre Francia. Estas tormentas se constituyen por cumulonimbos de baja reflectividad cuyo desarrollo se ha producido en una atmósfera con bajos contenidos de humedad, donde la evaporación de la precipitación constituye una de las razones de tan baja precipitación registrada en superficie, que llega a ser del orden de 1 mm. El número total de rayos es también bajo, entre 14 y 20, con una frecuencia máxima de hasta 0,6 rayos/min. La precipitación se registró sólo durante periodos de actividad eléctrica lo cual induce a pensar que existe una relación entre la presencia de grandes gotas de agua (que no se llega a evaporar antes de llegar a tierra) en la base de la nube y el inicio de rayo. Este hecho podría sustentar la hipótesis de Coquillat y Chauzy (1993,1994) sobre el papel que juegan los hidrometeoros en la iniciación del rayo.

Cheze y Sauvageot (1997) relacionan el número de rayos con parámetros de precipitación derivados del radar para distintos sistemas tormentosos en Francia. La conclusión a la que llegan es que las correlaciones entre precipitación y los rayos no son claras, pero pueden ser buenas bajo regímenes convectivos homogéneos y en tormentas

o fases de ellas en que son convectiva y eléctricamente muy activas. Esto es debido a que las condiciones ambientales, como la temperatura en el interior de la tormenta, la dinámica y la microfísica nubosa, juegan un papel importante en la correlación entre rayos y precipitación. De esta forma, se encuentra que en regiones tropicales, donde las condiciones ambientales cambian poco, o extratropicales, cuando tomamos una escala de tiempo estacional, la relación entre rayos y precipitación es buena. Consecuentemente, según estos autores, para la correcta determinación de las relaciones entre rayos y precipitación se impone un estudio de distintas tormentas que representen distintas condiciones climáticas o meteorológicas, y se propone como mejora estudiar esta relación en función de parámetros como la temperatura del termómetro húmedo, la altura de la nube y distintos índices de convección.

Soula et al. (1998) estudian la grave inundación acaecida en Biescas (Pirineos), donde se totalizaron más de 200 mm de precipitación y con una intensidad horaria que llegó a los 100 mm/hora. En este episodio, los autores encuentran una gran correlación espacial entre la precipitación y la densidad de rayos. Temporalmente, parece que el máximo de rayos se correlacionaba mejor con la precipitación observada con el radar, cuando ésta estaba próxima a la superficie.

Molinié et al. (1999) encuentran que en distintas tormentas que se producen en los Pirineos, la mayor actividad eléctrica se produce en las zonas convectivas y de más intensa precipitación, aunque no superpuestas a ellas. La actividad eléctrica más débil se produjo en la parte estratiforme de las tormentas, donde además se observó un incremento del porcentaje de rayos positivos.

Soula y Chauzy (2001) analizan la correlación espacial y cuantitativa entre los rayos y la precipitación estimada con radar en 4 sistemas tormentosos localizados en el área de Paris, llegando a la conclusión de que la correlación espacial entre el número de rayos y la precipitación es muy fuerte en casos de intensa actividad eléctrica y que, además, la correlación espacial entre ambas, es óptima al considerar una resolución de 30x30 km en el estudio. Se observó igualmente, que el incremento en el porcentaje de rayos positivos se corresponde con una mayor cantidad de precipitación registrada.

### **1.6.3 Estimación de la precipitación a partir del número de rayos.**

Como hemos visto, en numerosos casos se encuentra una gran correspondencia entre los patrones de precipitación y los impactos de rayo en una tormenta o evento tormentoso. Sin embargo las relaciones cuantitativas o cantidad de precipitación por rayo contabilizado pueden diferir de unos casos a otros de forma notable, constatándose la existencia tanto de tormentas con mucha precipitación con pocos rayos como tormentas con escasa precipitación y abundante aparato eléctrico.

La posibilidad de establecer una relación numérica entre la precipitación registrada en superficie y el número de rayos contabilizado ha sido contemplada por diversos autores desde hace décadas.

Uno de los primeros trabajos al respecto fue el realizado por Battan (1965) quien estimó, a partir de los rayos reportados por observadores humanos y de la precipitación

recogida en una red pluviométrica en Arizona, un valor medio  $3 \cdot 10^4 \text{ m}^3/\text{rayo}$  en un total de 52 tormentas. Al considerar las tormentas individualmente, este último valor variaba en dos ordenes de magnitud, encontrando cantidades de entre  $3 \cdot 10^3 - 3 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{rayo}$ .

MacGorman y Rust (1998) revisan una decena de publicaciones (desde el año 1965 al 1994) en las que muestran la existencia de un rango de variación de hasta cuatro ordenes de magnitud ( $3 \cdot 10^3 - 3 \cdot 10^7 \text{ m}^3/\text{rayo}$ ) en más de 150 tormentas en distintas parte del mundo. Este rango de variación, lógicamente, disminuía hasta en dos órdenes de magnitud ( $2 \cdot 10^4 - 8 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{rayo}$ ) al considerar los valores medios para cada área. Los valores máximos se encuentran en tormentas monzónicas de origen marítimo. En general, el valor la de precipitación por rayo disminuye según se incrementa el número de rayos, produciéndose el valor máximo en tormentas de escasa actividad eléctrica (típicamente entre 10-30 rayos). De la misma forma, se señala en esta revisión, que en distintas fases de la evolución de una tormenta aparecen igualmente diferencias de varios órdenes de magnitud en la relación precipitación por rayo, que resultan ser de valor semejante a las diferencias entre tormentas individuales.

Clodman y Chisholm (1994) observan en la zona de los Grandes Lagos un valor de  $1,2 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{rayo}$  (con una eficiencia de detección estimada del 40%) en una tormenta de carácter estacionario.

Gosz et al.(1995) encuentran en Nuevo Méjico una fuerte correlación entre la precipitación registrada en un pluviómetro y los rayos en 3 km de radio alrededor del mismo, siendo este rango el óptimo del conjunto de 1, 2, 3, 5 y 10 km de radio. De la misma manera, el número de rayos se correlacionaba mejor con la precipitación que otras magnitudes asociadas, como el número de descargas de retorno o intensidad de los rayos. Esta correlación óptima ocurre con ecuaciones de regresión que incluyen la humedad relativa, la cual compensa la evaporación de la precipitación. Para un periodo de 3 años encuentran que la precipitación P se puede expresar como (4):

$$P = 1,17R + 0,0423HR - 1,17 \quad (4)$$

en el caso de una base diaria, con un coeficiente de correlación ( $r = 0,6$ ), donde R es el número de rayos en un área de 3 km de radio alrededor del pluviómetro, y HR la humedad relativa media. Considerando una base mensual la precipitación se estima con un elevado coeficiente de correlación ( $r=0,88$ ), mediante la ecuación (5):

$$P = 1,112R + 1,06HR - 19,51 \quad (5)$$

Sheridan et al (1997), estudian las relaciones entre el número de rayos y precipitación registrada en distintas ciudades del sur y centro de Estados Unidos encontrando una alta variación en las mismas. Los coeficientes de correlación correspondientes a un modelo de regresión lineal son mayores en las ciudades más alejadas de la costa y mejoran cuando se introduce la proporción de rayos positivos en dicho modelo, que viene dado por al ecuación (6) y en donde P es la precipitación media en una región de  $100 \text{ km}^2$ , R es la densidad de rayos en esa misma región y RP es la densidad de rayos positivos.

$$P = a + bR + cRP \quad (6)$$

La correlación positiva entre rayos positivos y precipitación encontrada en este estudio resulta ser contraria a resultados anteriores (Murty et al. 1983, Curran et al. 1992) donde el aumento de rayos positivos se relacionaba con menores cantidades de precipitación.

Otros parámetros característicos de los rayos como son la intensidad o multiplicidad no presentan en este estudio ninguna correlación con la relación entre rayos y precipitación. Por otro lado, tras categorizar el tipo de días en función del valor del factor que resulta de dividir la precipitación entre el número de rayos, concluyen que el mayor porcentaje de rayos positivos se relaciona con los días en que dicho factor es mayor. Igualmente, el estudio de los parámetros de inestabilidad CAPE, LI y Showalter indican la existencia de mayor inestabilidad atmosférica en días en que dicho factor es menor.

Soula et al. (1998) estudian la inundación acaecida en Biescas (Pirineos) en agosto del 1996, y encuentran una relación entre la precipitación y los rayos de  $3 \cdot 10^4$  m<sup>3</sup>/rayo.

Tapia et al. (1998) han estudiado la relación entre la precipitación convectiva obtenida por radar y el número de rayos de 22 sistemas tormentosos en Florida, así como la distribución espacial y temporal de la precipitación y de los rayos. De la misma forma, se estudió la relación de este factor con la energía potencial disponible o CAPE. Los resultados mostraron una relación que variaba entre  $(24-365) \cdot 10^3$  m<sup>3</sup>/rayo, siendo ésta una relación muy sesgada; así, sólo tres casos superaban el valor de  $100 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup>/rayo, resultando como mediana un valor de  $43 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup>/rayo. Estas 22 tormentas fueron clasificadas sinópticamente en función de la dirección del viento medio entre los 3 y 10 km de altitud, de acuerdo al criterio utilizado por López et al. (1991a), resultando tres tipos fundamentales de tormentas:

- Tormentas del SW: Presentaban bajos valores del volumen de precipitación por rayo (P/R). Resultaban ser convectivamente muy activas con fuertes corrientes ascendentes provocadas por la gran energía procedente del Golfo de México, un ambiente muy húmedo y convergencia entre el viento sinóptico y las brisas o vientos locales. No obstante, los valores del índice CAPE resultaron ser bajos.
- Tormentas del NE: Presentaban elevados valores de la relación P/R. Se producían pocos rayos y eran tormentas de escasa convectividad. Las tormentas procedían del océano atlántico. Los valores de CAPE resultaban ser elevados.
- Tormentas en días de calma: La relación P/R variaba mucho con vientos en calma o paralelos a la costa. Aunque para similares condiciones ambientales la relación P/R resultaba ser relativamente constante. Se sugiere que la relación P/R para un régimen convectivo dado puede estimarse experimentalmente mediante un análisis estadístico de un conjunto de tormentas bajo ese mismo régimen.

Respecto a la relación entre el CAPE y el factor P/R que se estudia en este artículo, resulta ser distinto al encontrado por otros autores que admiten que el CAPE es proporcional a la velocidad ascensional y por tanto a la fricción y, finalmente, al número de rayos. La relación entre la escala sinóptica, la mesoescala y los procesos de escala a nivel de la tormenta, no posibilita una relación sencilla entre CAPE y P/R.

Los autores igualmente observan que las tormentas intensas (alta frecuencia de rayos y altas precipitaciones), para un mismo régimen sinóptico, tienden a producir menores valores del cociente P/R que las moderadas. Las tormentas de poco espesor, que pertenecen a perturbaciones generadas en otros lugares, producen pocos rayos y un alto valor de la relación P/R.

La relación P/R varía igualmente a lo largo del ciclo de la tormenta: presenta un mínimo cuando el número de rayos es máximo y posteriormente los rayos disminuyen más rápidamente que la precipitación, aumentando la relación P/R. En el estado disipativo de las tormentas, las relaciones entre lluvia y precipitación no son fácilmente evaluables, ya que la precipitación es esencialmente de origen estratiforme, y los rayos muy escasos o inexistentes.

Finalmente, estos autores proponen un modelo para la estimación de la lluvia a partir de los impactos de rayos basado en el valor de la mediana de un número determinado de tormentas, el supuesto de que la lluvia se distribuye uniformemente tanto temporal como espacialmente en un intervalo de 5 minutos de tiempo y de 5 km de radio (se escoge este último valor pues es el que mejor resultados ofrece entre distintas áreas de estudio que varían entre 10-1000 km<sup>2</sup> alrededor del rayo). Cada rayo genera una cantidad de lluvia igual a 0,55 mm, valor derivado de dividir el valor de la mediana en esta región P/R ( $43 \cdot 10^6$  kg/rayo) entre un factor de área  $25 \pi \cdot 10^6$ . El principal error de este modelo proviene de considerar un único valor de la mediana para todos los casos, teniendo en cuenta que éste varía entre distintas tormentas y en función del estado de la tormenta; por ejemplo, en el estado disipativo de la misma, aumenta mucho el valor de P/R. Los parámetros de este modelo pueden variar geográficamente, tanto el patrón de distribución espacial como el temporal de la precipitación alrededor de un rayo pueden ser distinto de los aquí considerados.

Molinié et al. (1999) estudian 8 sistemas convectivos de mesoescala en el área pirenaica. La cantidad de precipitación por rayo variaba en estos casos entre  $3,2 \cdot 10^3$  y  $46,8 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup>/rayo.

Rivas Soriano et al. (2001) estudian las relaciones entre rayos y precipitación convectiva en la Península Ibérica usando una resolución espacial y temporal de 100 km<sup>2</sup> y 1 mes respectivamente, diferenciando la Península en dos zonas climáticas bien definidas: la húmeda y la semiárida. Los autores encuentran que esta relación varía entre un valor medio de  $1,2 \cdot 10^5$  m<sup>3</sup>/rayo en la zona semiárida a  $2,1 \cdot 10^5$  m<sup>3</sup>/rayo en la húmeda. Además el coeficiente de correlación entre el volumen de precipitación en cada celda y los rayos en la misma fue mayor en la zona semiárida (0,75) que en la húmeda (0,65). De la misma forma, en el mes de julio el volumen de precipitación por rayo descendía hasta  $0,8 \cdot 10^5$  m<sup>3</sup> en la zona semiárida y a  $1,2 \cdot 10^5$  m<sup>3</sup> en la húmeda, con un coeficiente de correlación que aumentaba a 0,85 tanto en la zona árida como húmeda, probablemente debido a la menor influencia de precipitación frontal durante este mes.

Soula et al. (2001) observan en 4 sistemas tormentosos localizados en las inmediaciones de París, que la cantidad de precipitación por rayo aumenta en función del porcentaje de rayos positivos según la ecuación  $V = 6,18P + 38,15$ , donde V es el volumen de precipitación expresado en  $10^3$  m<sup>3</sup>, y P es el porcentaje de rayos positivos. Por tanto, se

obtiene un volumen de precipitación por rayo negativo y positivo de  $38 \cdot 10^3$  y  $657 \cdot 10^3 \text{ m}^3$  respectivamente.

Seity et al. (2001) en un análisis de 21 días de tormenta sobre Francia, observan un volumen medio de precipitación por rayo de  $68 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ , encontrando igualmente que el aumento en el porcentaje de rayos positivos era proporcional a la cantidad de precipitación registrada. Los menores volúmenes de precipitación por rayo se producían en tormentas muy activas con gran desarrollo vertical y muchos rayos. En este estudio, se sugiere que en estas tormentas el papel que juegan las velocidades verticales en los procesos de electrificación resulta esencial.

Zhou et al. (2002) analizan los sistemas convectivos que se forman al paso de 2 frentes fríos en la región china de Gansu. El volumen de precipitación por rayo varía entre los  $14 \cdot 10^3$  y  $35 \cdot 10^3 \text{ m}^3$  en distintas tormentas, con un valor de la mediana de  $24 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ . Además, utilizando 16 estaciones meteorológicas de medida, encuentran una relación logarítmica entre la intensidad promedio de precipitación  $R$  y el número de rayos en el periodo principal de precipitación  $L$ ,  $R = 1,69 \ln(L) - 0,27$ . Por otro lado, los autores estiman la intensidad de precipitación  $I$  en el punto  $(x, y)$  y en el momento  $t$  según la fórmula de Tapia et al (1998):

$$I(x, y, t) = C \sum_{i=1}^N Z_f(t, T_i) \cdot g(x, y, D_i)$$

$N$  es el número de rayos,  $T_i$  es el momento en que ocurre el rayo  $i$ , y  $D_i$  es la distancia del rayo  $i$  a la posición  $(x, y)$ . La función  $g(x, y, D)$  es 0 si  $D \geq 5 \text{ km}$  y 1 si es  $< 5 \text{ km}$ . Esto es debido a que el núcleo de descargas no siempre coincide con el núcleo de máxima reflectividad, sino que se sitúa muy próximo a ella. Por eso, no se puede presentar una distribución uniforme alrededor del rayo. La distribución temporal  $f(t, T)$  es 1 si  $VABS(t - T_i) < \Delta t / 2$  y 0 si es  $\geq \Delta t / 2$ , para  $\Delta t = 5 \text{ min}$ . En otras palabras, la intensidad de precipitación es considerada constante durante el intervalo de tiempo  $\Delta t$ . El valor  $C$  es una constante de conversión  $0,153 \cdot 10^{-6} \text{ kg}^{-1} \text{ mm/h}$ . El término  $Z$  es el valor de la precipitación en  $\text{kg}$  por rayo para una tormenta. En el caso de Gansu la mediana es de  $24 \cdot 10^{-6} \text{ kg/rayo}$ . Por tanto, un rayo produce una precipitación acumulada de  $0,31 \text{ mm}$  (en 5 minutos) en un área de  $25 \pi \text{ km}^2$ . Este procedimiento de estimación de la precipitación obtiene, en este caso, mejores resultados comparando con pluviómetros de superficie que estimando la precipitación a partir del radar. Cuando se estima la precipitación mediante el radar pueden existir diversas fuentes de error: ecos débiles que no representan bien la precipitación, el efecto del desplazamiento de la precipitación debido al viento entre la altitud en la que se registra el eco y la superficie, y la inexactitud de la relación entre la reflectividad y la precipitación utilizada para estimar la precipitación total, que puede no ser la más adecuada.

Rivas Soriano et al. (2003) estudian la relación entre los rayos y la precipitación convectiva en el Mediterráneo occidental (fuente de diagnóstico de la NOAA NCEP/NCAR), encontrando, al igual que en estudios anteriores, una diferencia entre el volumen de precipitación por rayo positivo y negativo de  $20,63 \cdot 10^5 \text{ m}^3$  y  $3 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  respectivamente.

Lericos et al. (2002) estudian la distribución de rayos sobre Florida en relación a patrones sinópticos. Watson et al. (2003) incorporan en el Servicio Nacional de



Meteorología de Tallahassee las climatologías de rayos para estimar la precipitación de forma operativa sobre Florida. No obstante, States et al. (2005) estiman necesario contemplar distintos escenarios en los cuales la correlación de los rayos con la precipitación no es buena, como en el caso de los rayos producidos en los yunques tormentosos y desplazados de la precipitación, la convección embebida en precipitación estratiforme y los sistemas tropicales.

Pineda et al. (2007) obtienen un valor medio de  $39 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{rayo}$  para 9 tormentas bajo distintas condiciones sinópticas en Cataluña, con valores que varían entre los  $10 \cdot 10^3$  y los  $87 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{rayo}$ .

#### **1.6.4 Causas de la variación del volumen de precipitación por rayo**

Como hemos visto, puede existir una amplia variación en el volumen de precipitación por rayo contabilizado en distintos sistemas tormentosos de todas las regiones del planeta.

La explicación de este hecho hay que buscarla en la complejidad de los dos fenómenos considerados: los procesos microfísicos que generan la precipitación y los que lideran el rayo.

Resulta un hecho derivado de la observación empírica que se puede producir precipitación sin que ocurra ningún rayo. Consecuentemente, podemos deducir que los mecanismos que lideran la producción de precipitación no son necesariamente los mismos que los que lideran los rayos.

En este sentido, si consideramos que el mecanismo de generación de carga no inductivo (interacciones entre graupel y hielo en presencia de gotitas de agua sobreenfriada) es esencial para generar rayos, podemos definir tres situaciones fundamentales en las que se produce precipitación sin rayos:

- Procesos de precipitación de tipo coalescente en los que intervienen solamente o de forma mayoritaria hidrometeoros en estado líquido. Precipitación estratiforme generalmente asociada a frentes cálidos y cúmulos cálidos donde la isoterma de  $0^\circ \text{ C}$  está muy elevada.
- Tormentas de poco espesor donde la fase hielo no es lo suficientemente abundante como para generar suficiente carga.
- Tormentas invernales donde la fase hielo es predominante, en ausencia o escasez de gotitas de agua sobreenfriadas.

Experimentalmente, además, se comprueba que durante determinadas fases de una tormenta pueden existir momentos de intensa precipitación, pero en la que sin embargo no se observan apenas rayos, contrariamente a lo que debería esperarse en estos casos.

El hecho contrario al anterior (ausencia o escasa precipitación en presencia de rayos) se observa en las llamadas tormentas secas o de baja precipitación que suelen estar en

ocasiones asociadas a pedrisco. Este tipo de tormentas se producen en atmósferas con aire muy seco en la baja atmósfera, una gran diferencia de temperatura entre el nivel de 850 hPa y 500 hPa, relativamente elevada altura geopotencial del nivel de 500 hPa, y con el eje de la vaguada alejado del área de tormentas. En estas circunstancias se origina una fuerte evaporación de la precipitación antes de llegar a tierra. Además de ello, hay que tener en cuenta que en las masas continentales secas la eficiencia de precipitación es muy baja, debido al estrecho espectro de gotas nubosas causado por las altas concentraciones de núcleos de condensación.

Diversos autores han abordado la tarea de explicar las razones por las cuales existen las variaciones observadas en el volumen de la precipitación por cada rayo. Fundamentalmente se aducen cuatro factores al respecto:

- El origen marítimo o continental de la masa de aire y, por tanto, su microfísica nubosa.
- Los parámetros de estabilidad de las masas de aire que, fundamentalmente, afectan a las velocidades ascensionales y por tanto la fricción y carga eléctrica.
- Los mecanismos de inhibición o disparo de las descargas, que son originados por el tipo de hidrometeoros existentes.
- El papel de los aerosoles en la microfísica de las nubes.

#### Tormentas continentales y marítimas: parámetros de estabilidad, microfísica nubosa y aerosoles

Las tormentas se pueden desarrollar en el seno de masas de aire oceánicas o continentales, si bien en regiones costeras pueden tener características mixtas (Price y Rind, 1992). Rogers (1976) expone las características de estas dos masas de aire diferenciadas:

**Masa de aire marítima:** atmósfera limpia, con pocos núcleos de condensación de pequeño tamaño ( $10 - 100 \text{ cm}^{-3}$ ) o núcleos de Aitken ( $< 0,1 \mu\text{m}$ ), y partículas de sal marina grandes ( $0,1-1 \mu\text{m}$ ) y gigantes ( $>1 \mu\text{m}$ ) de concentración variable. Escaso número de gotitas nubosas ( $50 \text{ cm}^{-3}$ ), cuya nucleación parece debida a los núcleos de Aitken, y de tamaño promedio  $r = 15 \mu\text{m}$ . Gran eficiencia de precipitación.

**Masa de aire continental:** contiene un gran número ( $10^3 - 10^6 \text{ cm}^{-3}$ ) de aerosoles de pequeño tamaño, y abundantes ( $10^2 \text{ cm}^{-3}$ ) núcleos grandes, formados principalmente por coagulación de núcleos de Aitken y producto de combustiones y, en menor medida, sal marina. Gran número de gotas nubosas ( $10^2 - 10^3 \text{ cm}^{-3}$ ) de estrecho espectro y radio promedio  $r = 5 \mu\text{m}$ , cuya nucleación es debida a los núcleos grandes de los dos primeros tipos. Baja eficiencia de precipitación.

Las tormentas continentales producen en general muchos rayos, siendo características en ellas las intensas corrientes ascendentes que se producen, la escasez de precipitación coalescente y la abundante formación de hielo en su seno. Las tormentas oceánicas, por el contrario, suelen producir pocos rayos, y en ellas son características corrientes ascendentes más débiles con producción de mucha precipitación coalescente en su base.

Zipser et al. (1994) y Zipser (1994), barajan la hipótesis de la existencia de una velocidad ascensional umbral por debajo de la cual la carga generada sería insuficiente para liderar la descarga de un rayo. Esta velocidad umbral no se alcanzaría en las tormentas oceánicas. De hecho, estudian distintos sistemas convectivos, tanto en Oklahoma como en Darwin (Australia), aquí bajo distintos regimenes convectivos, monzónico y continental. Las tormentas de Oklahoma (latitudes medias) y las tropicales continentales exhiben un máximo de reflectividad algo por encima de la superficie y tienen un decrecimiento gradual de la misma por encima del nivel de engelamiento de  $0^{\circ}$  C. Las tormentas tropicales marítimas tienen un máximo junto al suelo y disminuyen rápidamente justo por encima del nivel de engelamiento. Las tormentas oceánicas exhiben pocos rayos. En este tipo de tormentas oceánicas habría pocas partículas grandes de hielo, graupel y agua sobreenfriada por encima del nivel de  $0^{\circ}$  C, de ahí la baja reflectividad y electrificación observadas. La velocidad umbral sería 6 - 7 m/s para valores medios y 10 - 12 m/s para picos máximos. Además, esta velocidad umbral podría actuar como un punto de bifurcación en las propiedades de la microfísica nubosa, que cambiaría sustancialmente por encima o debajo de ese valor. Una cuestión que se plantea es por qué en tormentas marítimas que presentan CAPE elevados las velocidades ascensionales que se miden son bajas respecto a las continentales.

Molinié et al. (1995) estudian las tormentas que se producen en la costa de la Guyana Francesa y las relaciones entre la frecuencia de rayos, la altura de nube, y el CAPE. Según este estudio existen dos tipos de tormentas en función de la posición de la ITCZ (zona de convergencia intertropical): tormentas continentales y marítimas. Tanto en el caso de tormentas marítimas o continentales no se encuentran relaciones entre la altura de nube y la frecuencia de rayos (rayos por minuto), encontrando valores intermedios a los obtenidos por Price y Rind (1992), tanto para régimen continental ( $F=3,44 \cdot 10^{-5} H^{4,9}$ ) como para el marítimo ( $F = 6,2 \cdot 10^{-4} H^{1,73}$ ). Este hecho sugiere a los autores que la masa de aire en esta zona tiene características mixtas, debido probablemente a efectos de brisas locales. Tampoco se encuentra relación entre el CAPE y la frecuencia de los rayos al igual que lo observado por Tapia et al. (1998) y, contrariamente a lo encontrado por Williams et al. (1992), quienes sí observan un aumento de los rayos bajo atmósferas con elevado CAPE, y sugieren que un CAPE de bajo valor supone corrientes ascensionales pequeñas que no llegan a generar electrificación suficiente. Finalmente, los autores sugieren que el tipo de aerosol (CCN) en la atmósfera en que se desarrollan las tormentas de un tipo u otro influye en la microfísica nubosa. En las tormentas marítimas el número típico de gotitas nubosas es de  $N = 50 \text{ cm}^{-3}$  y  $N = 600 \text{ cm}^{-3}$  en las continentales. Las bajas concentraciones de gotas, típicas de las tormentas marítimas, inhiben la formación de cristales de hielo y de intensas corrientes ascensionales necesarias para la electrificación nubosa. Esto es debido a que las escasas pero grandes gotas nubosas lideran los procesos de precipitación coalescente por encima de los  $0^{\circ}$  C. De esta manera, la redistribución de la carga de agua nubosa que ocurre en la región inferior de la nube modificaría las velocidades verticales de la nube y la cantidad de agua que llega a la fase hielo, limitando la producción de cristales de hielo y, por tanto, la electrificación y los rayos. El caso contrario, las tormentas continentales que se componen de un gran número gotitas nubosas, presentan baja eficiencia de precipitación coalescente y permiten que grandes cantidades de agua lleguen a la fase hielo aumentando las velocidades verticales, el número de cristales de hielo y, por tanto, la electrificación y los rayos.

Como hemos visto, los aerosoles juegan un papel fundamental en los procesos de electrificación y precipitación nubosos. El aire marítimo, más limpio que el continental, favorecería el proceso de precipitación por coalescencia en las partes más bajas y cálidas de la nube, impidiendo así el desarrollo de la fase hielo imprescindible para la producción de rayos, contrariamente a lo que ocurre en aire continental.

De todas formas, el problema de las nubes marítimas es complejo ya que, como sugiere Rogers (1976), en verano también podremos encontrar nubes cálidas cuya temperatura se encuentra, en su mayor parte, por encima de 0° C, pero que durante su evolución crecen verticalmente, formándose hielo finalmente en las partes más altas y frías de las mismas. En este caso, en un primer momento se produce precipitación por coalescencia y posteriormente se acrecienta la precipitación debido a la formación de hielo y, por tanto, se favorecería la actividad eléctrica. Este efecto sería lógicamente más importante en invierno.

Lyons et al. (1998) recogen varios estudios que sugieren la existencia de una influencia de los contaminantes, aerosoles y posiblemente de la carga espacial que es absorbida por la tormenta sobre la actividad eléctrica de la misma. Los autores observan que en el suroeste de USA los porcentajes de rayos positivos en tormentas que se formaron en aire contaminado por incendios triplican los valores normales. Igualmente la intensidad de los rayos doblaba los valores normales y se observaron muchas descargas ionosféricas o “sprites” en la mesosfera. Sin embargo, los rayos negativos tuvieron una intensidad algo menor que la media. Los autores sugieren de nuevo en este estudio que son los aerosoles (incluso en bajas concentraciones) los que modifican el tamaño de las gotas y su espectro, alterando así los mecanismos de generación y separación de carga. En esta publicación se recogen otros estudios en los que se observa la variación de las propiedades eléctricas de las tormentas debido a la ingesta de aerosoles en las corrientes ascendentes. En particular, la ingesta de aluminio tras unas maniobras militares provocó la práctica anulación de rayos en una tormenta. Áreas de Suecia contaminadas por la radiación de Chernobil vieron aumentadas su cantidad de rayos. La ingesta de carga negativa en nubes provocada artificialmente durante diversas investigaciones en Nuevo Méjico, dio lugar a que los campos eléctricos medidos en superficie, las distribuciones de carga en la nube y la polaridad de los rayos fueran distintos a los habituales.

Soriano et al. (2002) estudian en ciudades españolas la posible correlación entre contaminantes y rayos. Los autores no encuentran una relación entre los rayos y la concentración de PM10 (partículas menores a 10  $\mu\text{m}$ ), pero sí que encuentran un aumento de los rayos relacionado con el incremento del SO<sub>2</sub>.

Steiger et al. (2002) y Orville et al. (2001) encuentran sobre Houston un aumento del 45% del número de rayos y una disminución del 12% en el porcentaje de rayos positivos respecto del entorno, sugiriendo que tanto la influencia de la isla de calor urbano como la influencia de los contaminantes se encuentran detrás de estos hechos.

Naccarato et al. (2003) estudian la actividad eléctrica sobre ciudades del Brasil encontrando un aumento del número de rayos y un descenso en el porcentaje de rayos positivos. Los autores proponen como explicación de estos hechos tanto la influencia de la isla térmica de calor urbana como el papel que juegan los contaminantes. En concreto, se encuentra una correlación entre el patrón de rayos, la concentración de los

PM10, y la isla de calor urbano, no pudiéndose discernir en este caso cual es el efecto predominante, si uno u otro. El efecto aerosol se basa en la influencia que tienen los mismos en el espectro de gotitas nubosas y en el efecto de las impurezas de las propias gotitas en la zona nubosa de carga negativa que, debido a la emisión de partículas, acrecentarían la carga negativa que se extendería hacia abajo hasta anular la positiva de la base de la nube. No obstante, Ávila et al. (1999) encontraron el hecho contrario; un aumento de rayos positivos para un espectro de gotas de agua pequeñas causadas por las impurezas de la atmósfera. Todavía no hay una explicación razonable para explicar esta diversidad de fenómenos descritos.

Steiger et al. (2003) intentan discernir cual es el papel de los contaminantes en la actividad eléctrica sobre las ciudades, analizando una pequeña zona urbana en EEUU, donde el efecto de isla térmica es muy pequeño, pero donde existe una fuerte contaminación industrial. En esta publicación se constata un aumento en el número de rayos registrado respecto al entorno y, por tanto, se concluye la influencia de los PM10 en el aumento de los rayos. Se observa igualmente un menor porcentaje de rayos positivos en la zona urbana, un 6%, frente al 10% del resto. Otro hecho observado destacado en este estudio es que la intensidad de los rayos sobre el agua marina es superior a la de tierra. Se sugiere que el aumento de la conductividad sobre estas zonas perturba el cálculo de la intensidad de los rayos, debido a las variaciones en la onda, que bien puede presentar una menor atenuación o un mayor valor en la magnitud  $dI/dt$  del rayo. Este hecho no se observa en el caso de los rayos positivos lo cual se antoja extraño, sugiriéndose la necesidad de realizar más estudios para saber si realmente los rayos sobre agua marina son más intensos o hay un efecto sobre la propagación de onda que perturba la estimación de la intensidad de los rayos.

Pinto et al. (2004) en relación con la actividad eléctrica en áreas urbanas, observan un aumento de hasta 100% de rayos negativos y un 50% en los positivos sobre el área urbana de Belo Horizonte (Brasil) y viento abajo de la misma (el total de rayos resulta 6 rayos/  $\text{km}^2$  frente a 3 rayos/  $\text{km}^2$ ). También se encuentra que la proporción de rayos positivos disminuye un 25%, estando situado en torno al 15-20% frente al 20-30% fuera del área urbana. No se encuentran, por otro lado, variaciones en la intensidad de las descargas. En este estudio, se observa una disminución de la intensidad de los rayos en función de la mayor altitud (35 kA a 1200 m, frente a 45 kA a 800 m), que también es observado por otros autores como Reap (1986) y Orville et al. (1999).

E.R. Williams (2005) concluye que, algunos casos, como en tormentas originadas en incendios de Brasil, no corroboran lo encontrado por Lyons et al. (1998) en USA, sugiriendo que los rayos positivos podrían deberse en este caso a otros factores como la fuerte inestabilidad existente, recomendando más estudios para poder discernir entre el efecto de los aerosoles y de la inestabilidad. No obstante, el autor presenta a los aerosoles como los mediadores entre la microfísica nubosa, la precipitación, la electrificación nubosa y finalmente los rayos.

En este sentido, Sommer A.P. (2002) sugiere que los aerosoles contenidos en las gotículas nubosas causan asimetrías nanoscópicas en la topografía de los cristales de hielo que crecen mediante la acreción de las propias gotículas, y que este tipo de asimetrías son responsables de una mayor transferencia de carga eléctrica durante los choques de las partículas en la nube. Además de en este proceso de transferencia de carga, los aerosoles intervendrían también en los procesos de formación de gotículas

nubosas y cristales de hielo mediante procesos de deposición de vapor o de condensación del mismo. Este proceso sería muy complejo y dependería tanto de la composición como el tamaño de los aerosoles, la solubilidad y otros parámetros físicoquímicos.

### 1.6.5 Pedrisco, tiempo severo y rayos positivos

Hemos visto anteriormente, según varios autores, que el volumen de precipitación por rayo positivo era netamente superior al correspondiente a los rayos negativos. Esto puede deberse a dos hechos contrastados en la bibliografía: por un lado, los rayos positivos ocurren en mayor proporción en las regiones estratiformes de los sistemas convectivos o en nubes de escaso espesor donde los procesos de precipitación no están directamente involucrados en la generación de grandes cantidades de carga. Por otro lado, se observa igualmente que, en muchos casos de tiempo severo con muy intensa precipitación asociado muchas veces a pedrisco o tornados, existe un predominio de rayos positivos.

Curran et al. (1992) analizan un grupo de tormentas de baja precipitación. En ellas, elevadas concentraciones de núcleos de condensación limitarían el espectro de gotas nubosas y la eficiencia de precipitación. Son tormentas con predominante polaridad positiva, sobre todo en los periodos de “**split**” y “**merging**” de las tormentas, antes de convertirse en supercélulas. Estas supercélulas ya son casi totalmente negativas en polaridad. Postulan la importancia de la existencia de granizo para la formación de rayos positivos y relativizan la importancia tanto de la cizalla vertical como la existencia a baja altitud de la isoterma de  $-10^{\circ}\text{C}$ , tal y como se propone en la literatura.

M. Stolzenburg (1994) estudia 24 tormentas con alta proporción de rayos positivos, y concluye que los rayos positivos están asociados a tormentas de gran espesor que evolucionan rápidamente y van acompañadas de pedrisco, apareciendo en el comienzo de la producción del mismo. Se sugiere que el motivo de este hecho debe estar en la microfísica nubosa: abundantes contenidos de agua líquida, existencia de partículas grandes de granizo y un mecanismo de carga nuboso debido a choques entre partículas de hielo. Se demuestra en laboratorio que en estas condiciones la carga positiva se transmite a las partículas grandes de hielo. Realmente, se explica, hay muchas hipótesis para explicar las causas del incremento de los rayos positivos en tormentas severas, pero se necesitan muchos más datos para discernir entre ellas.

MacGorman y Rust (1998, capítulo 8) realizan una revisión bibliográfica sobre la relación existente entre los rayos positivos y tiempo severo, incluyendo el pedrisco. La probabilidad de granizo aumentaba, en general, según el porcentaje de rayos positivos de las tormentas, o bien durante periodos en los que estos eran dominantes dentro de las mismas. No obstante, es importante señalar que se pueden encontrar igualmente situaciones de tiempo severo y pedrisco en tormentas dominadas por rayos negativos, además de diferentes evoluciones del patrón rayos positivos y precipitación, u ocurrencia de tiempo severo en distintos sistemas tormentosos. El problema es, pues, complejo.

Si bien, los autores apuntan la existencia de un elevado porcentaje de rayos positivos en muchos casos de tormentas severas, los elevados porcentajes de rayos positivos también pueden ocurrir en otro tipo de tormentas no severas: tormentas invernales, tormentas de

poco espesor, en el estado de disipación de tormentas pequeñas y aisladas, en la zona estratiforme de sistemas tormentosos de mesoescala, registrándose también impactos de rayos positivos que se inician en el yunque de las tormentas de las mismas y caen en zonas sin precipitación y alejadas de ellas.

No obstante, las investigaciones realizadas encuentran tendencias generales hacia algunos patrones:

- a) La polaridad predominante de una tormenta viene influenciada por la condiciones ambientales, que cambian poco durante un mismo día
- b) En general, se encuentra que las tormentas que tienen un predominio o alta proporción de rayos positivos, son tormentas de baja precipitación. De forma contraria, las tormentas en las que predominan las descargas negativas son tormentas de tipo clásico o de intensa precipitación. Pero hay unos pocos casos en que se encuentra la situación inversa.
- c) En tormentas que producen tornados, éstos se producen después de la máxima producción de rayos positivos, superando los 1,5 rayos por minuto, y justo antes de que los rayos negativos se vuelvan predominantes.
- d) En algunas ocasiones, los rayos decrecen hasta un valor próximo a cero unos 40 a 100 minutos después de que los rayos positivos hayan presentado su número máximo, y justo antes de que los rayos negativos comiencen a ser predominantes. En ese periodo de tiempo la tormenta permanece intensa e incluso aparece tiempo severo, tornados y pedrisco.
- e) En general, cuando la polaridad cambia de predominantemente negativa a positiva, inicialmente el número de rayos positivos es bajo y la tormenta es débil y poco organizada. Se encuentran, no obstante, excepciones.
- f) Aunque las tormentas de pedrisco pueden ser de ambas polaridades dominantes, en general son de signo positivo. Además, se reportan casos en los que el diámetro y frecuencia del pedrisco disminuye al cambiar la polaridad a negativo. El predominio de rayos positivos puede indicar pedrisco, pero el predominio de negativos no indica que no se pueda producir. De hecho, hay muchas granizadas en tormentas negativas, que por otro lado son en general muy frecuentes.

Existen dos hipótesis para explicar la polaridad positiva en tormentas severas.

- La primera se fundamenta en la propia organización de las supercélulas, con fuerte cizalla, lo que ocasiona que la precipitación esté desplazada de las corrientes ascendentes y, por tanto, se generan importantes yunques que se extienden horizontalmente y están cargados de carga positiva. De igual modo, la falta de precipitación a bajos y medios niveles en tormentas secas o de baja precipitación interfiere con la generación de carga negativa, aunque esta cuestión presenta algunas dudas, como qué pasa con los iones y aerosoles cargados negativamente.
- La segunda hipótesis postula que hay suficiente carga positiva bajo la negativa como para producir suficientes descargas. Esta carga se formaría bajo condiciones

de alto contenido acuoso líquido donde se produzca carga por mecanismos no inductivos y donde el graupel se carga positivamente entre  $0^{\circ}$  y  $-15^{\circ}$  C. Si las colisiones que generan graupel cargado positivamente son numerosas, se puede formar en la base de la nube una región de carga positiva. El mecanismo que podría alimentar un número elevado de colisiones sería la recirculación del graupel entre los niveles en que se carga de forma positiva, o por la advección del mismo desde otras zonas de la nube tormentosa, tal como postulan Mac Gorman y Burgess (1994).

Igualmente, existen casos documentados en los que los rayos positivos seguían produciéndose después de que el graupel y la precipitación cayeran de la nube. Lo que sugiere que el mecanismo de descenso de graupel no explicaría completamente este patrón de rayos expuestos, y se aduce a un descenso de la carga superior positiva de la nube o un desplazamiento de la misma.

Realmente, hay distintas hipótesis para explicar las causas de rayos positivos en tormentas severas, y puede ser una combinación de muchas de ellas, pero los autores concluyen que se necesitan muchos más datos para discernir entre ellas.

Boussaton et al. (2007) estudian un grupo de 26 tormentas con alta reflectividad (HRR) ( $> 60$  dBz) y otro grupo de 19 de moderada reflectividad (MRR) (50-55 dBz).

En general, las tormentas HRR presentaban mayor tiempo de vida y actividad eléctrica que las MRR. Sin embargo, existía una fuerte variabilidad en los dos grupos, sobre todo en el porcentaje de rayos positivos y rayos frente a actividad global eléctrica (IC + CG). Así, algunas tormentas MRR presentaban mayor actividad que otras de tipo HRR.

Las tormentas HRR siguen en general un patrón típico de rayos y de precipitación; una evolución simultánea de la frecuencia de rayos e intensidad de precipitación. No obstante, se encuentran casos atípicos que presentan débil actividad eléctrica cuando se observa intensa precipitación a bajos niveles, aumentando la actividad eléctrica más tarde, según disminuye la intensidad de precipitación.

Las explicaciones para explicar este hecho, aparentemente anómalo, pasan por sugerir que las fuertes velocidades verticales en tormentas muy intensas reducen el tiempo de carga de las partículas, o bien que el crecimiento húmedo de los hidrometeoros en las mismas suprimen el efecto de separación de carga, constituyendo el pedrisco una condición no favorable a la iniciación del rayo. Ninguna de estas explicaciones es completamente satisfactoria según los autores, quedando en evidencia la falta de conocimiento al respecto, aunque los investigadores apuntan de alguna manera, como factor clave, la influencia que en la electrificación de las tormentas tienen las condiciones de crecimiento de las partículas de hielo.

Respecto al porcentaje de rayos positivos, las tormentas MRR parecen en estos casos tener mayor porcentaje de rayos positivos que las HRR. Lo cual contradice, según los autores, lo que se encuentra generalmente en la literatura (MacGorman y Burgess 1994, Carey y Rutledge 2003), donde las tormentas severas y con pedrisco suelen mostrar un porcentaje elevado de rayos positivos. La explicación puede estar en la menor extensión vertical y una mayor facilidad para las descargas positivas desde la parte alta de la nube en su estado de madurez o disipación. No obstante, el porcentaje de



rayos positivos es fuertemente no homogéneo en cada grupo de tormentas, lo cual sugiere que es inconsistente con una única causa que explique el comportamiento del patrón de rayos positivos.

Respecto al porcentaje de rayos frente al total de descargas (IC+CG), los autores encuentran sorprendentemente un mayor porcentaje en las HRR, salvo en dos casos. Esto sería contrario a la hipótesis expuesta por MacGorman et al. (1989) que supone que altas reflectividades requieren fuertes corrientes verticales que pueden elevar el centro de carga negativa (hipótesis del dipolo elevado), lo cual favorecería las descargas IC.

La relación entre la precipitación (reflectividad a bajos niveles) y la producción de rayos, muestra una evolución simultánea y similar en la mayoría de las tormentas estudiadas, tal y como se observa comúnmente en la literatura (Soula y Chauzy 2001, Price y Federmesser 2006)

En otras tormentas se observa un aumento de la reflectividad a bajos niveles varias decenas de minutos después del máximo de descargas totales, tal y como se refleja en la literatura, lo que sugiere que el crecimiento de la fase hielo de los hidrometeoros corresponde al aumento de la electrificación. Cuando la precipitación cae la electrificación disminuye, y por tanto las descargas globales (sobre todo las IC).

No obstante, en el estudio de Boussaton et al. (2007) aparecen algunos casos atípicos; se observan altas reflectividades (o intensa precipitación) a bajos niveles acompañadas de escasas descargas eléctricas globales, descargas que aumentan, posteriormente, según disminuye la reflectividad. La diferencia de tiempo obtenida entre el momento en que se produce alta reflectividad a bajos niveles junto con escasas descargas eléctricas, y el momento en que se produce el fuerte incremento de la actividad eléctrica, es de más de 45 minutos. Este excesivo lapso de tiempo sugiere que la disminución de las descargas eléctricas son debidas a la propia intensidad de precipitación, y no a la hipótesis alternativa, según la cual la precipitación observada a bajos niveles residía ya en altos niveles (donde los rayos son generalmente generados) durante la fase de aparente inhibición eléctrica.

Debido a que altas reflectividades superiores a 60 dBz corresponden en general a la presencia de pedrisco, es esperable la importante influencia del pedrisco en los mecanismos que intervienen en la producción de los rayos. Hay tres posibles explicaciones para relacionar la intensa precipitación y la baja actividad eléctrica:

- a) Dinámica: las fuertes corrientes ascendentes responsables de la presencia de granizo no permiten la larga permanencia de los hidrometeoros en un nivel y, por tanto, limitan los mecanismos de separación y ganancia de carga.
- b) Microfísica: el graupel, abundante en células HRR, tiende a aumentar la carga; sin embargo, el crecimiento húmedo de las partículas responsables de las altas reflectividades, inhiben el proceso de carga no inductivo (Saunders y Brooks 1992).
- c) Condiciones para la iniciación y la propagación del rayo: existen dos hipótesis para explicar la ruptura del dieléctrico o “breakdown”. La teoría del electrón energético y la descarga corona de los hidrometeoros. El pedrisco puede prevenir la

iniciación de la ruptura del dieléctrico al desplazar el efecto de la existencia de gotas que se rompen y aumentan el efecto corona. Por otro lado, la existencia de pedrisco puede igualmente aumentar el campo local favorable a la iniciación de las descargas, pero no cumple la condición de deformabilidad que sí tienen los meteoros líquidos y que es primordial en los primeros pasos de la formación de descarga por aumento pronunciado local del campo eléctrico.

Respecto a la propagación del rayo y la población microfísica de la nube, poco se sabe según los autores. Lang et al. (2005) encuentran que muchas fuentes de VHF asociadas a descargas se encuentran en regiones de granizo menudo y graupel, pero no en regiones de granizo de tamaño grande. Wiens (2005) encuentra poca correlación entre el volumen de granizo grande en la nube y los rayos, pero sí que encuentra correlación entre los rayos y el graupel o las corrientes ascendentes. Este hecho sugiere, según el autor, el escaso efecto que tiene el pedrisco en la iniciación del rayo. La explicación que ofrece el autor es que la superficie del granizo grande es pequeña en relación a su volumen, lo cual no favorece la carga del mismo mediante colisiones y, aunque aumente localmente el campo alrededor del pedrisco, como hay poca carga en él se reduciría la emisión iónica por efecto corona.

El crecimiento de las partículas de hielo es clave en los procesos de carga nubosos y es muy fácil que sean distintos de un caso a otro. El crecimiento de las partículas de hielo depende de la acreción de gotas sobreenfriadas sobre el graupel y el propio granizo o pedrisco; si la acreción es rápida se libera mucho calor latente en poco tiempo y se produce crecimiento húmedo del graupel, lo cual origina una menor electrificación. Esto ocurre con la existencia de fuertes corrientes ascendentes que impiden el crecimiento por coalescencia y colisión de las gotitas, fomentando el crecimiento húmedo del graupel que se convierte en granizo o pedrisco. Si el crecimiento es más lento la superficie del graupel permanece seca y helada, favoreciendo una mayor electrificación. La velocidad de acreción depende de muchos parámetros como por ejemplo la velocidad vertical, el contenido de agua líquida, el vapor de agua disponible, el espectro de gotas nubosas y los núcleos de condensación.

## 1.7 CONCLUSIONES

a) La comprensión de los fenómenos relacionados con los rayos pasan por varios estadios a lo largo de la historia; en la antigüedad aparece la explicación mítica del fenómeno. Los autores clásicos intentan dar una visión del mismo a través de la interacción de los 4 elementos: tierra, aire, agua y fuego. Después, 2000 años de oscuridad hasta que en el siglo XVIII Benjamin Franklin descubre la existencia de carga eléctrica en las nubes y la naturaleza eléctrica del rayo. Un nuevo impulso en el conocimiento de la electricidad atmosférica llegó en el año 1920 de mano del premio novel de física C.T.R. Wilson, quien utilizó medidas de campo eléctrico para inferir la estructura eléctrica de las tormentas, así como de las cargas eléctricas involucradas en la descarga del rayo. Por último, en el último cuarto del siglo XX, el desarrollo de los sistemas de detección de rayos y los radares meteorológicos ha permitido una mejora sustancial en la comprensión de los fenómenos eléctricos asociados a los sistemas tormentosos.

b) Sobre la superficie terrestre se observa un campo eléctrico de  $-125 \text{ V/m}$  en condiciones de buen tiempo. Este campo eléctrico puede compararse al generado por un condensador plano de placas paralelas de carga positiva en la ionosfera y negativa sobre la superficie terrestre. Este condensador ideal se denomina **condensador telúrico**. El hecho de que no se observe una descarga del mismo condensador y se mantenga el potencial observado, sugiere la existencia de un mecanismo de recarga o batería que lo alimente. Este mecanismo de carga del condensador telúrico esta constituido por las tormentas que se producen por todo el planeta. La comparación entre las mediciones horarias de campo eléctrico de buen tiempo (curvas de Carnegie y Maud) y la actividad tormentosa planetaria global, muestran una gran correspondencia. Este hecho valida el modelo de condensador telúrico propuesto.

d) De entre todos los mecanismos propuestos de generación de carga en las tormentas, es el llamado “**mecanismo no inductivo graupel-hielo**” el único que ha demostrado ser capaz de generar suficiente electricidad en una tormenta. Este mecanismo explica la generación de carga a partir de la fricción o colisiones que se producen entre el graupel o granizo menudo y los cristales de hielo, en presencia de las gotitas de agua sobreenfriada en una nube. El graupel y los cristales de hielo al chocar entre ellos, adquieren una carga cuya polaridad depende de la temperatura. La **Temperatura de Inversión de Carga (TIC)** es la temperatura a la cual la carga transferida al graupel o al hielo durante las colisiones pasa de ser de un signo a otro. Para temperaturas inferiores a la **TIC**, que normalmente está entre  $-15^\circ$  y  $-20^\circ \text{ C}$ , los cristales de hielo se cargan positivamente y el graupel negativamente. A temperaturas superiores a la **TIC** la carga adquirida es opuesta a la señalada.

Por otro lado, la **TIC** no es constante y depende de:

- Contenido acuoso de la nube. A un aumento del contenido acuoso, corresponde una disminución de la TIC. Con contenidos acuosos superiores a  $2 \text{ g/m}^3$  la TIC desaparece y el graupel se carga siempre de forma positiva durante las colisiones.
- Contenido de aerosoles: Un aumento de las impurezas se traduce en un incremento de la TIC. Sin embargo, si las impurezas aumentan en concentraciones muy elevadas la TIC disminuye.

- Espectro de gotas nubosas. Si las gotas son de un diámetro inferior a  $4 \mu\text{m}$  pueden aparecer múltiples temperaturas de inversión de carga, lo que puede explicar la estructura multipolar observada en algunas nubes.

De la misma manera la **cantidad de carga transferida** en los choques depende de:

- Velocidad. La cantidad de carga aumenta con la velocidad de impacto.
- Tamaño del cristal de hielo. A mayor diámetro del cristal mayor transferencia de carga.
- Contenido en agua líquida. Para contenidos de agua líquida elevados no se produce transferencia de carga

d) Los procesos de **separación de carga** dentro de una nube tormentosa se deben fundamentalmente a la conjunción de **efectos gravitatorios y dinámicos** que intervienen sobre el hielo y el graupel. De esta manera, en regiones con temperaturas inferiores a la **TIC** los cristales de hielo, que están cargados positivamente, al ser más ligeros que el graupel se acumulan en la parte alta de la tormenta, mientras que el graupel, cargado negativamente, se acumula en torno a la propia isoterma de la **TIC**. El caso contrario ocurre, en regiones con temperaturas superiores a la **TIC**, el hielo se carga negativamente y se acumula entorno a la **TIC**, y el graupel, más pesado y cargado positivamente, se acumula en la parte inferior de la nube tormentosa.

e) Como consecuencia de los mecanismos de generación y separación de carga, las células tormentosas presentan 3 tipos de estructura eléctrica básica:

- Dipolar. Una carga positiva de varias decenas de culombios aparece en la parte superior de la tormenta, a unos 9 km de altitud. Su correspondiente carga negativa de similar magnitud aparece en torno a los 5 km de altitud.
- Tripolar. Es una célula tormentosa de estructura bipolar a la que se suma una pequeña acumulación de carga positiva de unos 10 culombios en la base de la nube y próxima a la altitud de la isoterma de  $0^\circ \text{C}$ .
- Dipolo invertido. La carga positiva se localiza en la base de la nube y la negativa en la parte superior. Este tipo de estructura va asociado a la nubosidad de tipo estratiforme de poco espesor y con bajos contenidos acuoso líquidos, donde la **TIC** se encuentra a unos  $-8^\circ \text{C}$ . Eso origina una importante acumulación de carga positiva por debajo de este nivel y negativa en torno al mismo. Por encima de este nivel no se forman otras acumulaciones de carga debido a la disminución con la altura de la concentración de partículas de hielo en estas nubes.

f) La descarga de las nubes tormentosas se produce bien de forma continua y suave mediante emisión iónica (descarga en corona, fuego de San Telmo), o bien mediante un proceso brusco y disruptivo, el rayo.

El mecanismo por el cual se produce un rayo en una célula tormentosa se divide en 3 partes fundamentales:

- Fase preparatoria: Se produce la ruptura del aire como dieléctrico y la carga acumulada en la nube comienza a progresar de forma escalonada hacia la superficie terrestre, llamándose a estas sucesivas descargas líderes escalonados. La ruptura del aire como dieléctrico se produce por la posible existencia de electrones energéticos procedentes de rayos cósmicos y/o el aumento local del campo eléctrico debido al efecto corona en las gotitas nubosas que se fraccionan.
- Fase principal: Cuando la descarga líder llega a unos 100 metros de la superficie, en virtud del intenso campo eléctrico generado desde la misma, comienza una descarga ascendente de signo contrario a la líder. Cuando las dos descargas, líder y ascendente, conectan se produce la denominada descarga principal o de retorno que transporta carga de la nube hacia la superficie terrestre con una intensidad del orden de 30 kA.
- Fase de réplicas: Si después de la descarga principal queda suficiente carga disponible, se producen sucesivas descargas a través del canal iónico abierto. Estas sucesivas descargas se producen, en general, mediante líderes no escalonados llamados dardo.

Todo este proceso tiene una duración de unas pocas décimas de segundo, en los que se libera una energía de  $10^9$  J.

g) Los rayos se dividen principalmente en negativos y positivos, según el signo de la carga que llevan de la nube a la superficie de la tierra. Los rayos negativos representan el 90-95% de las descargas, presentando normalmente varias descargas de retorno o múltiples, y una intensidad media de 30 kA. Los rayos positivos no presentan réplicas en el 90% de los casos y su intensidad media es superior alcanzando los 45 kA.

Existen otro tipo de descargas además de los rayos nube tierra: los relámpagos o rayos entre nubes cuyas intensidades son inferiores a 5 kA, y las descargas ionosféricas, que se producen entre la cima de la tormenta y la ionosfera en forma de chorros iónicos de distintas formas y colores.

h) Diariamente se producen unas 44.000 tormentas en todo el mundo, con un número estimado de 100 rayos por segundo, resultando una densidad media anual para todo el planeta de 6 rayos/km<sup>2</sup>. Las zonas con mayor actividad eléctrica son las ecuatoriales, en particular África, donde se registra una densidad anual de 70-80 rayos/km<sup>2</sup>. Los desiertos tropicales y las regiones árticas se ven prácticamente exentas de rayos. En latitudes medias la actividad eléctrica varía bastante de unas regiones a otras observándose un máximo anual de 20-30 rayos/ km<sup>2</sup> en el sudeste de EEUU. En Europa, el Mediterráneo presenta valores anuales relativamente elevados con 10 rayos/km<sup>2</sup>, disminuyendo por debajo de 2 rayos/ km<sup>2</sup> en el norte del continente y en su fachada atlántica.

i) En lo concerniente a la detección remota de los rayos, existen en la actualidad tres sistemas de detección principales que utilizan la radiación de baja (LF) y alta frecuencia (VHF) emitida por los rayos, consiguiendo una eficiencia de detección de hasta el 90%

con una resolución espacial inferior al kilómetro. Estos tres sistemas se denominan como interferométricos, radiogoniométricos, y diferencia de tiempo de llegada (TOA) respectivamente. En la actualidad VAISALA comercializa ya integrados estos tres sistemas de detección de descargas eléctricas en un módulo denominado LS8000. En el Centro Espacial Kennedy se ha desarrollado el sistema LDAR, fundamentado en el sistema TOA y que trabaja en distintos rangos de frecuencia. En la actualidad, el sistema LDAR es quizá el más avanzado en cuanto a detección de actividad eléctrica global nubosa, pues permite con gran una resolución y extensión el muestreo de todas las descargas en 3 dimensiones.

Por otro lado, las técnicas de observación de rayos por satélite desarrolladas a finales de la década de los 90 han supuesto un salto cuantitativo y cualitativo en la detección planetaria de los mismos, pues permite la observación desde el espacio de lugares donde no existen sistemas de detección.

j) Uno de los campos de aplicación de los sistemas de detección de rayos es la estimación de la precipitación a partir del número de rayos en lugares donde no existen registros pluviométricos o la eficacia del radar es limitada. La estimación de la precipitación se fundamenta en el hecho comúnmente observado de que las áreas de máxima intensidad de precipitación son adyacentes o coinciden con el área principal de rayos. Por otro lado, aumentos en la frecuencia de los rayos suelen producirse unos minutos antes que los incrementos en la intensidad de precipitación, constatándose en muchos casos una correspondencia entre la evolución de la precipitación y los rayos.

k) En general, se admite que la precipitación antecede a las descargas eléctricas, pues es precisamente el descenso del graupel, que finalmente se convierte en precipitación en superficie, quien, mediante el mecanismo de generación de carga graupel-hielo, ocasiona acumulaciones de carga dentro y en la base de la nube, favoreciendo el disparo del rayo. Algunos autores apuntan igualmente la importancia que tienen la existencia de hidrometeoros líquidos o gotas de precipitación en la base de la nube como precursores del rayo.

l) Comúnmente se observa en los sistemas convectivos de mesoescala que la región estratiforme concentra la mayor parte de las descargas positivas, que se relacionan espacial y temporalmente de forma incierta con la precipitación, mientras que las descargas negativas se producen principalmente en la convectiva, donde la precipitación es más intensa, y en muchas ocasiones se correlaciona espacial y temporalmente con los rayos. En general, la precipitación tiene una buena correlación con los rayos en las fases principales con mayor convectividad de las tormentas, mientras que en la fase de desarrollo y disipación estas relaciones son más inciertas.

m) Respecto a las relaciones cuantitativas entre el número de rayos y la precipitación registrada se observa una gran variabilidad, encontrándose que en distintas tormentas estas relaciones varían en el rango de  $10^3$ - $10^8$  m<sup>3</sup>/rayo. La explicación de esta variabilidad hay que buscarla en la complejidad de los dos fenómenos considerados: los procesos microfísicos que generan la precipitación y los que lideran el rayo. Resulta un hecho derivado de la observación empírica que se puede producir precipitación sin que ocurra ningún rayo. El hecho contrario, ausencia o escasa precipitación en presencia de rayos se observa en las llamadas tormentas secas o de baja precipitación.

n) La relación entre los rayos y distintos parámetros de inestabilidad atmosféricos como el CAPE son inciertos, pues si bien en zonas del planeta con regímenes sinópticos homogéneos estas relaciones son claras, en otras donde la situación sinóptica es variable y la influencia de factores locales es grande esta relación no es tan evidente.

ñ) El número de rayos difiere de forma importante entre tormentas continentales, u oceánicas. En estas últimas se producen pocos rayos en relación con las continentales, pero las precipitaciones, sin embargo, pueden ser elevadas. Una de las hipótesis barajadas para explicarlo es la existencia de una velocidad ascensional umbral por debajo de la cual la carga generada sería insuficiente para liderar la descarga de un rayo. Esta velocidad umbral no se alcanzaría o se superaría por muy poco en las tormentas oceánicas. Otra de las hipótesis sería la influencia que tienen los aerosoles característicos de dichas masas de aire y la carga espacial absorbida por las mismas, tanto en la producción de precipitación como en la generación de carga eléctrica de las tormentas. El aire marítimo, más limpio que el continental, favorecería el proceso de precipitación por coalescencia en las partes más bajas y cálidas de la nube, impidiendo así el desarrollo de la fase hielo imprescindible para la producción de rayos y limitando la velocidad de las corrientes ascendentes.

o) Los rayos dependen principalmente de las características de los aerosoles y de la magnitud de las corrientes ascendentes. Cuanto más intensas son las corrientes ascendentes mayor es la electrificación y consecuentemente el número de rayos. No obstante, si la intensidad de las corrientes es muy elevada se puede producir el efecto inverso; el tiempo de interacción entre partículas es muy breve y disminuye la electrificación. Los aerosoles condicionan la estructura eléctrica nubosa y la precipitación a través de su intervención tanto en el espectro de las gotitas que forman la nube como en la transferencia de carga durante los choques de las partículas. La disminución de los aerosoles beneficia la generación de precipitación coalescente de las nubes, lo que hace disminuir cantidad de fase hielo presente en las mismas. La cantidad de fase hielo condiciona la intensidad de las corrientes ascendentes y al número de partículas que generan carga por fricción. Por otro, lado la ingesta de aerosoles y contaminantes por parte de la nube, así como el tipo de espectro de gotas de la misma agua (condicionado también por ellos mismos), suponen importantes cambios en el nivel de la TIC (Temperatura de Inversión de Carga) y, por tanto, en la estructura eléctrica de la tormenta.

p) El papel que juegan los aerosoles y contaminantes en la actividad eléctrica de una tormenta queda patente en zonas urbanas o industriales, donde se observa en general un aumento del número total de rayos y una disminución del porcentaje de rayos positivos. Igualmente, en tormentas generadas en masas de aire contaminadas por fuegos forestales se observan variaciones importantes en el porcentaje de rayos positivos, si bien existe cierta controversia respecto a sus causas.

q) Los rayos positivos van asociados generalmente a mayores cantidades de precipitación por rayo y con frecuencia a tiempo severo o pedrisco. La explicación de la elevada precipitación en situaciones de rayos positivos puede deberse a dos causas probables. Una es la presencia de rayos positivos en la región estratiforme de los sistemas tormentosos donde se puede producir abundante precipitación en ausencia de rayos. La segunda es la brusca disminución de rayos que se observa en algunas fases de tormentas severas acompañadas en ocasiones de granizo. Las fuertes corrientes

ascendentes, el crecimiento húmedo del hielo y el efecto que produce la existencia de granizo de gran tamaño sobre el campo eléctrico local, pueden inhibir los procesos de generación de carga y, por tanto, la producción de rayos. No obstante, también se encuentra el caso contrario: las tormentas secas o de baja precipitación se asocian a una elevada la proporción de rayos positivos.

r) El elevado porcentaje de rayos positivos que se produce en algunas tormentas, puede deberse a tres motivos fundamentales: 1) La propia organización y estructura dinámica y eléctrica de las tormentas: en ocasiones el sistema de vientos (cizalla) puede originar un desplazamiento de las regiones de carga positivas facilitando su descarga; o bien, la propia forma y estructura eléctrica de la tormenta, permite la descarga de un mayor número de rayos positivos, como ocurre en las tormentas invernales de tipo marítimo. 2) En el caso de tormentas secas, la falta de precipitación a niveles bajos y medios limita la producción de carga negativa a esos niveles. 3) La generación “in situ” de carga positiva a niveles bajos en situaciones de alto contenido líquido acuoso donde el graupel se carga positivamente durante las colisiones, y además existen mecanismos de recirculación o advección del mismo que acaban por acumular importantes cantidades de carga.

s) Las relaciones numéricas entre rayos y precipitación pueden ser aproximadamente constantes bajo regímenes sinópticos homogéneos. De hecho, se pueden generar algoritmos que estiman con éxito la precipitación a partir de los rayos, basándose en la mediana de un valor climatológico para distintas tormentas y la suposición de que la precipitación se distribuye de forma homogénea tanto espacial como temporalmente en un entorno dado del punto de impacto del rayo.

En los siguientes capítulos de esta tesis veremos como este conjunto de observaciones y resultados son también encontrados en las características de las tormentas eléctricas y los rayos que se producen en la CAPV.



**CAPÍTULO 2: CARACTERÍSTICAS  
DE LAS DESCARGAS ELÉCTRICAS  
EN EL PAÍS VASCO DURANTE EL  
PERIODO 1992-1996**



## **CAPÍTULO 2: CARACTERÍSTICAS DE LAS DESCARGAS ELÉCTRICAS EN EL PAÍS VASCO DURANTE EL PERIODO 1992-1996**

### **2.1 INTRODUCCIÓN**

El reciente desarrollo de los sistemas de detección de rayos está permitiendo el conocimiento, tanto de sus características físicas como la de los sistemas tormentosos que los producen, así como la ubicación con un pequeño margen de error de las zonas de impacto de los rayos en tierra. De esta forma, se han publicado diversos trabajos al respecto, como el estudio durante 10 años de los impactos de los rayos sobre los Estados Unidos (Orville y Huffines, 1999) o, ya en Europa, el estudio de la distribución espacial y temporal de los rayos en Alemania (Finke y Hauf, 1996) entre otros.

En este contexto, desde el año 1992 existe una base de datos de impactos de rayos en el territorio español generada por la red de detección de rayos del Instituto Nacional de Meteorología (INM), actualmente AEMET. En virtud de estos datos, Pérez et al. (1996) y Pérez F. (1997), publican el primer estudio sobre los impactos de rayos y sus características en España. En este trabajo se observa la existencia de un máximo relativo de la densidad de rayos sobre la parte occidental del País Vasco, con un valor de 1,2 rayos/km<sup>2</sup> por año.

Más recientemente, Rivas Soriano et al. (2005) amplían hasta el año 2001 el periodo de estudio realizado por Pérez (1997), obteniendo similares resultados.

El País Vasco se encuentra localizado en el norte de la Península Ibérica, conformando en el borde más oriental del Golfo de Vizcaya un pasillo natural que comunica el mar Cantábrico con el Valle del Ebro, gracias al descenso de altitud que se produce respecto a los Pirineos y la Cordillera Cantábrica.

Desde un punto de vista orográfico, el País Vasco es una región de topografía compleja formado por un sistema montañoso denominado Montes Vascos. Este sistema montañoso está constituido por un cúmulo de pequeñas sierras que se extienden por todo el territorio y cuyas cumbres alcanzan una altitud máxima en torno a los 1500 metros (Figura 2. 1).

Las sierras más elevadas de los Montes Vascos forman una cadena montañosa próxima al mar que se extiende en dirección W-E a lo largo de todo el territorio. Esta cadena montañosa divide al País Vasco en dos regiones climáticas bien diferenciadas: la vertiente cantábrica al norte de ella, con un clima oceánico de precipitaciones medias en torno a 1500 mm anuales y que superan los 2000 mm en áreas de montaña, y la vertiente mediterránea hacia el sur, donde las precipitaciones anuales son en general inferiores a 800 mm.

En el País Vasco, el invierno y la primavera son lluviosos con temperaturas medias que en invierno se sitúan por debajo de los 8° C, y mínimas que en el interior pueden ser inferiores a -10° C. Durante el verano las precipitaciones presentan un descenso en su

cuantía, adquiriendo un carácter más tormentoso. La temperatura media en verano asciende hasta los 20° C, registrándose temperaturas máximas absolutas de hasta 40° C en todo el territorio.

Los episodios de tiempo severo son comunes en esta región. En la vertiente mediterránea y durante el verano, se registran con cierta frecuencia tormentas de pedrisco, mientras que en el área cantábrica destacan severas inundaciones como las acaecidas en Bilbao en agosto del año 1983, con más de 500 mm en 24 horas (DFV, 1984), o las de la cuenca del río Deba en julio de 1988, San Sebastián en los años 1992 y 1997, y más recientemente en agosto del 2003 en distintos puntos de la costa de Bizkaia y Gipuzkoa.

El régimen de precipitaciones durante el invierno se conecta fundamentalmente con advecciones de aire marítimo polar que provocan importantes precipitaciones en la franja costera y zonas de montaña, siendo más escasas en la vertiente mediterránea del territorio. En verano adquieren relevancia las precipitaciones de origen tormentoso; en unos casos debidas a tormentas locales, y en otros a tormentas originadas en la Meseta Castellana y zona norte del Sistema Ibérico que son advectadas hacia el País Vasco por flujos de componente sur en niveles altos de la atmósfera (Ezcurra, 1995).

El objeto de este capítulo será estudiar en detalle las características de los rayos en el País Vasco, una interesante área para el estudio de los rayos debido a la complejidad de su terreno, su particular meteorología y la frecuente ocurrencia de tiempo severo. Algunos de los resultados de este capítulo constituyen el núcleo de la publicación que figura en el Anexo 2 de esta tesis: Areitio J., A. Ezcurra, I. Herrero. (2001): **Cloud to ground lightning characteristics in the Spanish Basque Country area during the period 1992-1996**. Journal Atmos. Sol-Terr. Phys. 63, 1005-1015.

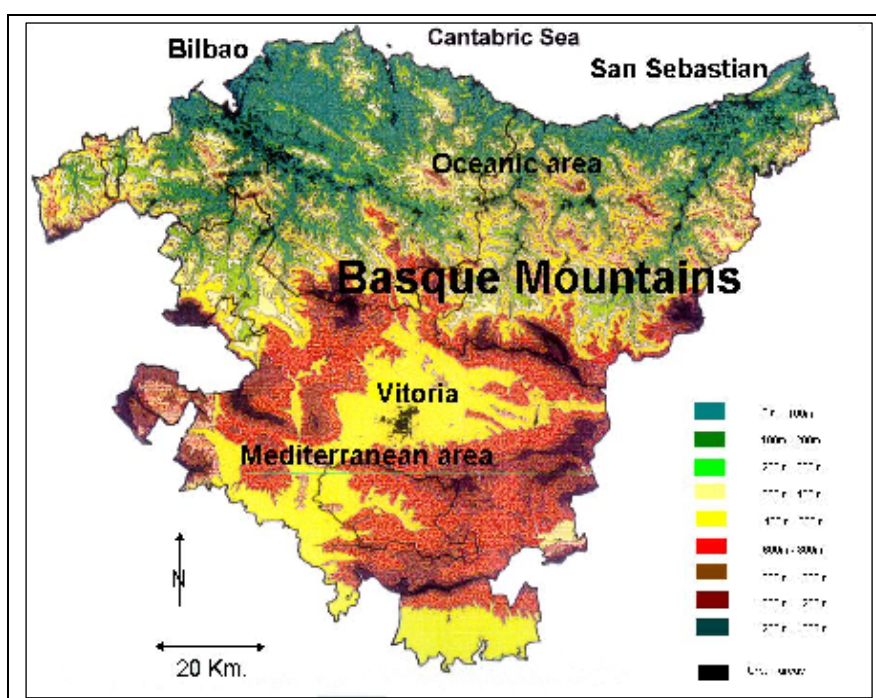


Figura 2. 1. Mapa físico del País Vasco.

## 2.2 OBTENCIÓN DE DATOS

La base de datos de impactos de rayos utilizada para este estudio procede del sistema de detección de rayos del Instituto Nacional de Meteorología (INM). Esta base de datos comprende el periodo 1992-1996, único periodo disponible públicamente en el momento de su encargo. Los datos proporcionados se han acotado en un área de 20800 km<sup>2</sup>, comprendida entre los paralelos 42° 24'N – 43° 36'N y los meridianos 3° 36'W – 1° 24'W.

Esta base de datos ha sido debidamente depurada y filtrada, identificándose distintos errores en la misma: la contabilización duplicada de rayos en algunos días, huecos de datos en periodos contrastados con tormenta, y valores erróneos en la intensidad de los rayos durante determinados periodos, en particular correspondientes al año 1996.

La red de detección de rayos del Instituto Nacional de Meteorología se compone, en el momento de la adquisición de datos, de 14 equipos radiogoniométricos capaces de discriminar, de entre todas las señales electromagnéticas incidentes, aquellas que poseen unas características distintivas propias de las ondas electromagnéticas generadas por las descargas eléctricas de nube a tierra, descartando así las descargas entre nubes (relámpagos). Este tipo de sistemas de detección radiogoniométricos basados en antenas direccionales (Direction Finder, DF) son ampliamente analizados por diversos autores: Krider et al. (1976), Krider et al (1980), Hojo et al. (1989), Peckham et al. (1984), Orville et al. (1987), Orville (1990.a), Holle and López (1993), López et al. (1991c).

Para la localización un rayo es necesario que al menos dos de los equipos detectores registren la señal emitida electromagnética emitida por el rayo, de esta forma queda determinado el azimut en cada equipo detector. La intersección de las líneas definidas vectorialmente por cada azimut determina la localización del rayo.

Cada equipo detector consta de dos antenas en forma de bucles y perpendiculares entre sí, que detectan el campo magnético de la señal generada por el rayo, una antena plana para medir el campo eléctrico y las características eléctricas de la señal, y diversos componentes electrónicos para procesar la información. En cada una de las antenas se induce un voltaje que es proporcional a la derivada temporal de campo magnético generado por el rayo multiplicada por el coseno del ángulo entre el plano de la antena y la dirección de procedencia de la señal electromagnética. La relación entre los voltajes inducidos en cada antena es igual a la tangente del ángulo que nos indica la dirección de la señal.

La intensidad máxima de la primera descarga de retorno puede ser obtenida a partir del campo magnético B medido mediante la relación:  $I = 2\pi cDB / \mu_0 v$ , donde c es la velocidad de la luz, D es la distancia al rayo,  $\mu_0$  la permeabilidad magnética del vacío y v la velocidad de la descarga de retorno.

Los principales errores en la estimación de la intensidad de la descarga de retorno provienen de las medidas de D. Para minimizar los errores, los datos deben ser restringidos a los rayos cuya distancia a la antena permanezca en un radio de 300 kilómetros (Orville, 1990a).

Las mayores fuentes de error en la localización del rayo que tiene este tipo de sistemas de detección, se deben a las características del terreno y a las estructuras construidas por el hombre que vuelven a irradiar la señal electromagnética producida por los rayos. Este tipo de errores se denominan "in situ". El error angular puede llegar a ser en estos casos de hasta de 10° (Xiushu et al.1993). No obstante, los errores "in situ" son esencialmente los mismos para todos los rayos que con un mismo azimut, y razonablemente constantes en el tiempo. De esta forma, cuando estos errores "in situ" son determinados, pueden ser corregidos en tiempo real.

Existen también errores de tipo aleatorio que son del orden de 1° en el cálculo del azimut en cada equipo detector. Este tipo de errores aleatorios en el azimut, dan lugar a que los errores en la ubicación del rayo dependan de la distancia entre cada equipo detector y su orientación, relativas a la propia ubicación del rayo.

En el interior de una red de equipos detectores separados por distancias de 200–400 km, el error típico evaluado es  $\leq 5$  km. Con distancias menores entre los detectores la precisión incluso mejora (MacGorman y Rust, 1998).

El alcance nominal de un equipo detector de estas características es de 370 km. A esta distancia se detectan el 90% de las descargas, por encima de ella la detección cae hasta un 70% a una distancia de 1100 km que se denomina alcance máximo efectivo. La eficiencia de detección puede variar también según sea el tipo de tormenta, la estación del año y la polaridad del rayo. De esta forma, la eficiencia de detección es inferior para los rayos positivos que para los negativos, y es igualmente inferior en invierno que en verano (Hojo et al. 1989).

Un estudio de la eficiencia de detección de rayos de la red del INM (Pérez 1997) arroja para el País Vasco unos valores que varían entre un 55% en el norte del territorio y un 65% al sur del mismo. La precisión en la localización de los impactos de rayo se estima en 2-4 km.

Para cada rayo, el equipo detector del INM mide los siguientes parámetros:

- a) La polaridad del rayo.
- b) La amplitud de la señal.
- c) El azimut, con una precisión angular de  $\pm 1^\circ$
- d) El tiempo, con una precisión de 1 ms.

Toda esta información se registra en un analizador central que calcula la polaridad, la localización geográfica (latitud y longitud), la hora, la intensidad de la primera descarga de retorno del rayo y la multiplicidad del mismo.

## 2.3 RESULTADOS

### 2.3.1 Rayos totales

Durante el periodo de estudio analizado se han registrado 92.212 rayos cuya distribución mensual viene presentada en la Tabla 2. 1. El porcentaje de rayos positivos se presenta entre paréntesis. Debe de indicarse que para julio de 1996 no existen datos de rayos en la base de datos original.

**Tabla 2. 1. Número de rayos mensuales y porcentaje de rayos positivos en paréntesis durante el periodo 1992-1996.**

	1992	1993	1994	1995	1996	Total
<b>Enero</b>	0	0	194 (39)	123 (44)	35 (26)	352 (39)
<b>Febrero</b>	66 (58)	300 (28)	58 (22)	134 (10)	131 (53)	689 (31)
<b>Marzo</b>	1383 (21)	74 (57)	17 (59)	59 (68)	60 (13)	1593 (24)
<b>Abril</b>	83 (24)	1681 (16)	192 (49)	51 (47)	371 (17)	2378 (19)
<b>Mayo</b>	3445 (12)	3016 (5)	648 (11)	1040 (8)	654 (11)	8803 (9)
<b>Junio</b>	3376 (9)	10398 (6)	1183 (3)	1190 (7)	4351 (5)	20498 (6)
<b>Julio</b>	5175 (7)	6463 (2)	11429 (4)	6337 (6)	No data	29404 (5)
<b>Agosto</b>	3086 (11)	4137 (9)	7551 (4)	3078 (2)	3369 (3)	21221 (6)
<b>Septiembre</b>	1202 (5)	1415 (12)	423 (11)	415 (9)	630 (10)	4085 (9)
<b>Octubre</b>	208 (30)	532 (15)	291 (22)	964 (4)	125 (43)	2120 (14)
<b>Noviembre</b>	4 (100)	1 (100)	67 (60)	511 (6)	189 (32)	772 (18)
<b>Diciembre</b>	145 (37)	9 (89)	19 (84)	99 (1)	25 (8)	297 (27)
<b>Total</b>	18173 (11)	28026 (7)	22072 (6)	14001 (6)	9940 (7)	92212 (7)

Los resultados más relevantes que se extraen de esta tabla, pueden ser resumidos en los siguientes puntos:

a) Para un determinado mes del año el número de rayos, así como la proporción de rayos positivos, puede variar ampliamente, como es el caso de junio de 1993 y 1994 con 10.398 y 1.183 rayos respectivamente. En agosto de 1992 el porcentaje de rayos positivos es del 11%, y en el mismo mes del año 1995 es tan solo del 2%.

b) Existe una variación anual en el número de rayos que puede alcanzar hasta un factor 2, observándose un máximo en 1993 con 28.026 rayos y un mínimo en 1995 con 14.001 rayos.

c) Esta variabilidad interanual nos indica que las situaciones tormentosas se presentan de forma heterogénea y desigual, dependiendo básicamente de las condiciones sinópticas imperantes. Finke y Hauf (1996) realizan la misma observación para el caso de Alemania.

d) La principal actividad eléctrica se produce en los meses más cálidos. El 77% de los rayos se producen entre junio y agosto mientras que entre diciembre y marzo se registran solo el 3% del total. Esta distribución estacional es comúnmente observada en latitudes templadas. (Orville et al., 1987; Hanuta and LaDochy, 1989; Reap et al. 1990).

e) El porcentaje de rayos positivos que se observa durante todo el periodo es del 7%, un valor semejante al indicado por distintos autores para otros lugares de Europa y Estados

Unidos (Finke y Hauf, 1996; Diendorfer and Shultz, 1994; Orville y Silver, 1997; Mackerras and Darveniza, 1994). Williams (2006) atribuye la diferencia en el número de rayos positivos o negativos a la dominancia de la estructura bipolar en las nubes tormentosas, con la carga negativa en la parte inferior y positiva en la superior. La carga negativa, más próxima a la superficie y probablemente más concentrada espacialmente, origina un aumento en un factor 10 las descargas negativas respecto a las positivas.

f) El porcentaje de rayos positivos es superior durante los meses invernales, en los que la proporción de rayos positivos oscila entre el 20% y el 40%, mientras que en verano se sitúa próximo al 5%. Este incremento del porcentaje de rayos positivos observado durante los meses invernales es comúnmente descrito por diversos autores (Orville et al 1994; K. Narita et al. 1989; Goto y Narita 1995; Hojo et al. 1989).

A modo de explicación del último punto, hacemos notar que la causa del incremento de los rayos positivos en los meses invernales, así como su variación dentro de un mes en diferentes años, se debe a la distinta frecuencia con la que se producen tormentas que originan elevados porcentajes de rayos positivos como son: las tormentas invernales, regiones estratiformes de los sistemas convectivos de mesoescala, tormentas de poco espesor, tormentas severas, y en el estado disipativo de las tormentas. De hecho, como indican MacGorman y Rust en el capítulo 8 de "The electrical nature of storms" (1998), en invierno se observan también episodios en los que el número de rayos positivos es bajo.

Algunas de las posibles causas físicas por las cuales se produce una mayor proporción de descargas positivas ya han sido expuestas en la introducción teórica. Recordemos algunas de ellas y añadamos otras para el caso de las tormentas invernales:

1) Ishii et al. (1984) sugieren que en invierno, en una nube de polaridad normal, la carga positiva en la cima de la nube esta más concentrada. Este hecho, junto con el descenso con la altitud del campo eléctrico de ruptura del aire, puede favorecer que en invierno las descargas positivas se produzcan en mayor medida que en verano.

2) Kitawaga (1992) explica el hecho comúnmente observado de que en las tormentas invernales y en las regiones estratiformes de los sistemas tormentosos se produce una mayor proporción de rayos positivos: la distribución de carga en este tipo de nubes tiene forma discoidal, lo que permite acumular más cantidad de carga (1,2-1.3 veces superior) que en una de tipo esférico antes de que se produzca la ruptura dieléctrica del aire. Sumado a esto, se añade el hecho anteriormente comentado de que el valor del campo de ruptura del aire desciende con la altitud, pudiéndose producir con antelación dicha ruptura en zona de carga positiva de la nube que en la negativa.

3) Williams et al. (1994) y Rultledge et al. (1993) sugieren que el aumento de la proporción de rayos positivos se debe a mecanismos de carga "in situ" que producen abundante carga positiva en la base de las nubes estratiformes.

4) MacGorman et al. (1994) sugieren que en los cumulonimbos se podría producir una gran acumulación de carga positiva en su base bien por recirculación o bien por advección de graupel cargado positivamente desde otras zonas de la nube u otras estructuras tormentosas.



5) Los rayos positivos son habitualmente observados en situaciones de fuerte cizalla del viento (MacGorman y Rust 1998). La cizalla del viento origina el desplazamiento de la carga superior positiva respecto a la negativa y la enfrenta directamente a tierra. Sin embargo, no siempre que existe cizalla se observan rayos positivos y en muchos casos sin cizalla se observan también rayos positivos. La cizalla podría ser una condición necesaria pero no suficiente.

5) Carey y Rutledge (2003) observan que las características de las descargas eléctricas en tormentas severas varían regionalmente: las tormentas de polaridad positiva predominante sólo lo son en unas regiones de EEUU (Northern Plains), pero no en otras. Los autores concluyen que este tipo de tormentas ocurren con preferencia en esta zona y sus características eléctricas dependerían de las complejas relaciones entre: el perfil térmico de la atmósfera, la propia estructura mesoescalar de la tormenta, las propiedades microfísicas de la nube tormentosa y la distribución espacial de la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ), que es la temperatura que una parcela de aire húmeda tendría si fuera elevada hasta una altura en la que todo el vapor de agua se condensara, abandonara la parcela y fuera entonces comprimida adiabáticamente hasta la presión de 1000 hPa.

### **2.3.2 Distribución espacial del número de descargas de rayos durante el periodo 1992 – 1996**

La distribución espacial del número de rayos que cada año afecta al territorio en estudio, ha sido calculada considerando una división del mismo en celdas de 5 x 5 kilómetros cuadrados y contabilizando el número de rayos registrado en dichas celdas. En la Figura 2. 2, se muestra la distribución anual de rayos representada con un método de krigging.

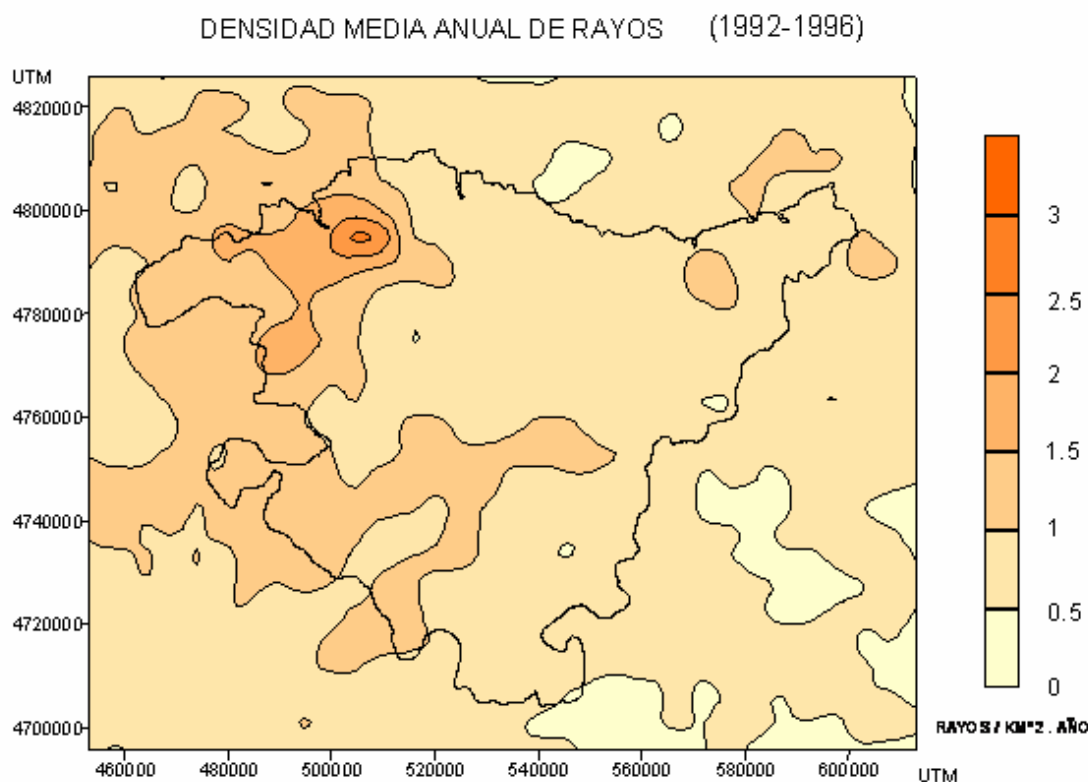
El valor medio anual para el total del área estudiada es de 0,9 rayos/km<sup>2</sup>. La máxima actividad eléctrica se concentra el noroeste de la provincia de Vizcaya con valores que superan los 1,5 rayos/km<sup>2</sup>. Concretamente, sobre el área metropolitana del Gran Bilbao se alcanza un valor máximo absoluto de 3 rayos/km<sup>2</sup>. Por el contrario, la zona donde menor actividad eléctrica se registra es el sudeste del territorio (Valle del Ebro) y en puntos del mar Cantábrico con valores en torno a 0,5 rayos/km<sup>2</sup>. En el resto del territorio se observa un patrón uniforme de la actividad eléctrica con valores próximos a 1 rayo/km<sup>2</sup>.

El máximo absoluto de la actividad eléctrica se corresponde con la zona del Gran Bilbao, una importante área metropolitana e industrial. El incremento de la actividad eléctrica en grandes ciudades fue puesto de manifiesto por Wescott (1993) al estudiar el patrón de rayos en distintas ciudades de USA. En particular, este aumento parece producirse preferentemente sobre las áreas urbanas o viento abajo de las mismas. El aumento de la actividad eléctrica en ciudades podría estar ligado tanto al incremento de aerosoles sobre las mismas como al aumento de la convektividad debido al fenómeno de isla de calor urbano. Distintos autores ponen este hecho de manifiesto en sus investigaciones (Lyons et al. 1998, Williams et al. 1999, Soriano et al. 2002, Naccarato et al. 2003, Steiger et al. 2003, Pinto et al. 2004, Kar et al. 2007).

La densidad de rayos en el País Vasco no presenta una correspondencia con la estructura orográfica del terreno (como podría pensarse) y aparece básicamente como

aleatoria. La poca entidad orográfica de los Montes Vascos podría ser la razón por la cual la actividad eléctrica global en el País Vasco no está ligada, al menos de forma importante, a la propia orografía. Al observar la distribución de rayos sobre la Península Ibérica (Rivas Soriano et al., 2005) se aprecia que solamente las cordilleras de gran extensión y altura altimétrica del norte peninsular, como son los Pirineos, el Sistema Ibérico y en menor medida la Cordillera Cantábrica, presentan un aumento de la actividad eléctrica respecto de su entorno.

Distintos autores (Livingstone et al., 1996; López and Holle, 1986; Gibson y Von der Haar, 1990) han reportado distribuciones aleatorias de rayos en áreas geográficas de escasa relevancia topográfica, que además muestran una gran variabilidad interanual. Por otro lado, Clodman y Chisholm (1996), Kitagawa, 1989, López y Holle (1986) encuentran evidencias de que sobre los bosques o sobre terreno de estructura compleja, la generación de tormentas es menor que sobre las tierras de cultivo o en llanuras. La propia complejidad del terreno limitaría la circulación en la capa límite atmosférica inhibiendo una convección más profunda.



**Figura 2. 2.** Distribución espacial de la densidad media de rayos sobre el País Vasco en el periodo (1992-1996) expresada en número de rayos por kilómetro cuadrado y año.

### 2.3.3 Densidad interanual de rayos

El análisis individualizado de los años comprendidos en el periodo 1992 – 1996 muestra que la distribución espacial de los rayos puede variar mucho de un año a otro, tal y como se aprecia en la Figura 2. 3. Tan solo se repite la presencia de un máximo de actividad eléctrica sobre el área metropolitana del Gran Bilbao, exceptuando el año 1996, año en el que faltan los datos del mes de julio. La variación interanual de la actividad eléctrica es común a otras regiones europeas debido a la dependencia que ésta tiene de los patrones de circulación atmosférica. (Finke y Hauf 1996, Diendorfer y Schulz 1994).

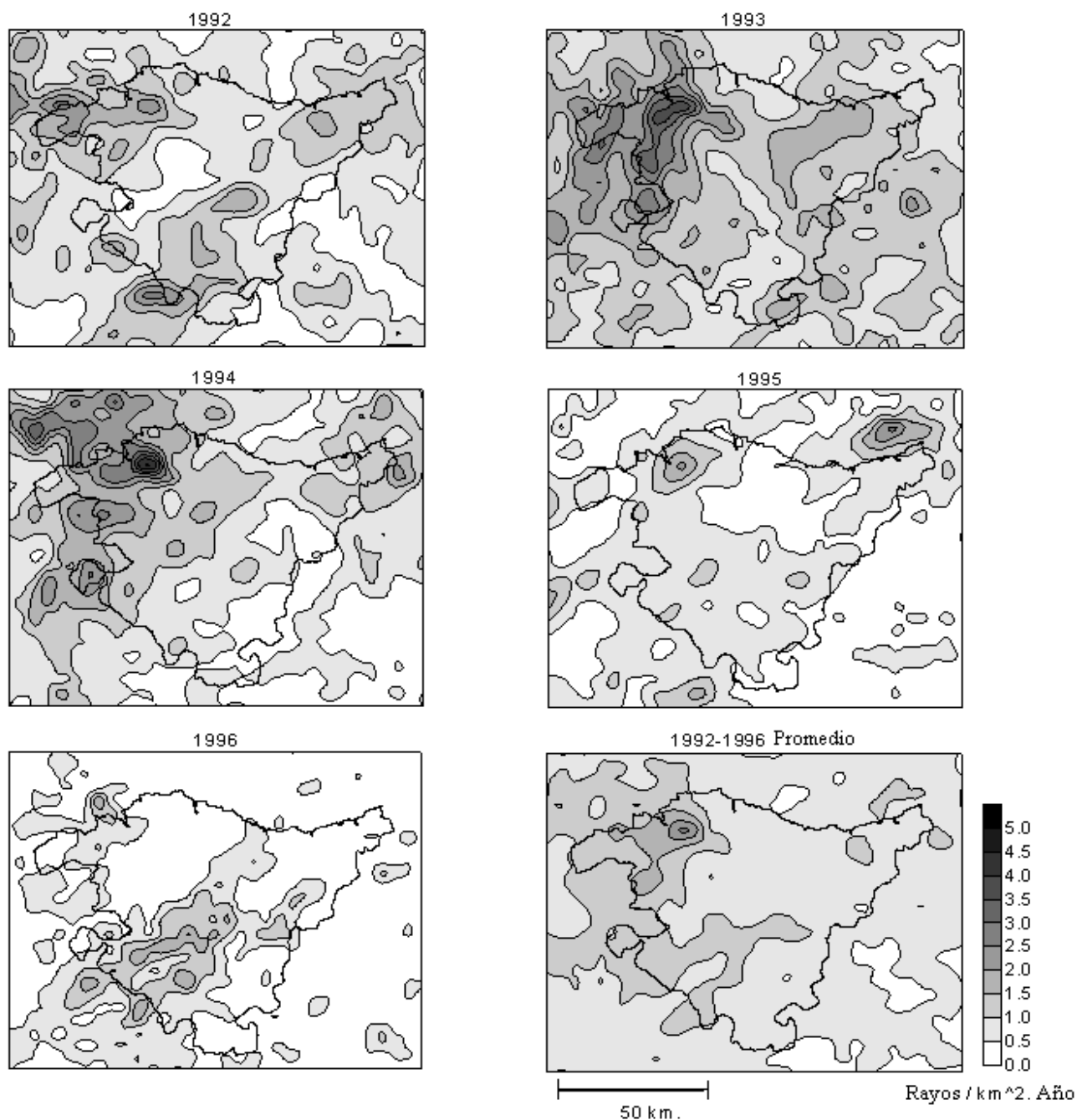


Figura 2. 3. Distribución espacial de la densidad de rayos sobre el País Vasco para cada año de estudio del periodo (1992-1996) y su promedio global expresada en número de rayos por kilómetro cuadrado y año.

### 2.3.4 Distribución estacional de los rayos

Los valores de la densidad estacional de rayos representan el número total de impactos de rayo registrados en cada una de las cuatro estaciones del año (invierno, primavera, verano y otoño) durante el periodo de 1992-1996, y se presentan en las figuras siguientes: Figura 2. 4 (invierno), Figura 2. 5 (primavera), Figura 2. 6 (verano) y Figura 2. 7 (otoño).

En estas figuras podemos observar primeramente que:

- a) La distribución espacial del número de rayos presenta grandes diferencias según la estación del año que estudiemos.
- b) La zona del Gran Bilbao presenta el máximo número de rayos en cada una de las estaciones. Este hecho refuerza la idea del aumento de la actividad eléctrica sobre áreas urbanas en cualquier época del año.

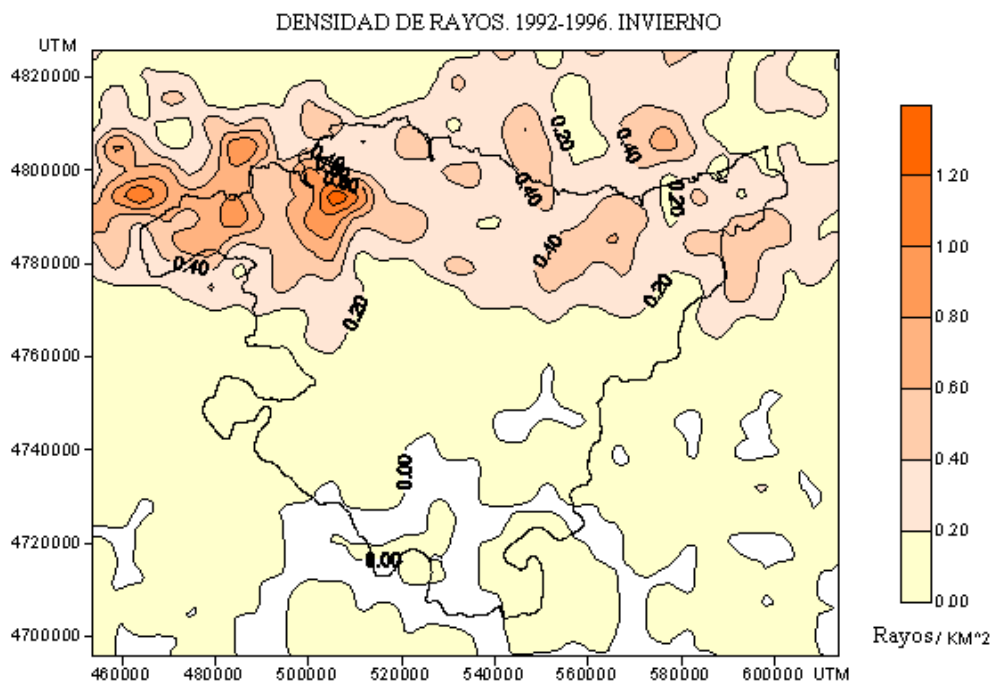
En los apartados siguientes analizaremos las características de la distribución de los impactos de rayo en cada estación del año.

#### **Invierno**

En invierno la actividad eléctrica es débil, encontrándose principalmente localizada 30 km hacia el sur de la línea costera y limitada por los Montes Vascos que separan la vertiente cantábrica y mediterránea de la región. Un patrón similar al presentado, es encontrado por Hojo et al. (1989) en el área costera del Mar de Japón. Las tormentas que se producen en invierno, tienen su origen principalmente en la inestabilización que sufren los flujos de componente norte de origen polar al pasar por un mar relativamente templado en invierno (12° C) como es el Cantábrico.

El área de máxima actividad eléctrica se sitúa en el oeste de la provincia de Vizcaya y en concreto sobre la zona del Gran Bilbao, con un valor de 1,2 rayos/km<sup>2</sup> para el total del periodo. En el sur del territorio, a sotavento de los Montes Vascos, apenas se llegan a registrar impactos de rayos, lo cual sugiere que en invierno el descenso orográfico que experimentan los flujos inestables de componente norte a sotavento de la cordillera, juega un papel importante en la supresión de la actividad tormentosa sobre esta área.

Es importante hacer notar la baja densidad de rayos (inferior a 0,2 rayos/km<sup>2</sup>) que se observa también en zonas marítimas, en concreto al noroeste del área de máxima actividad eléctrica. Este hecho puede sugerir la existencia de un aumento de los mecanismos convectivos sobre tierra.

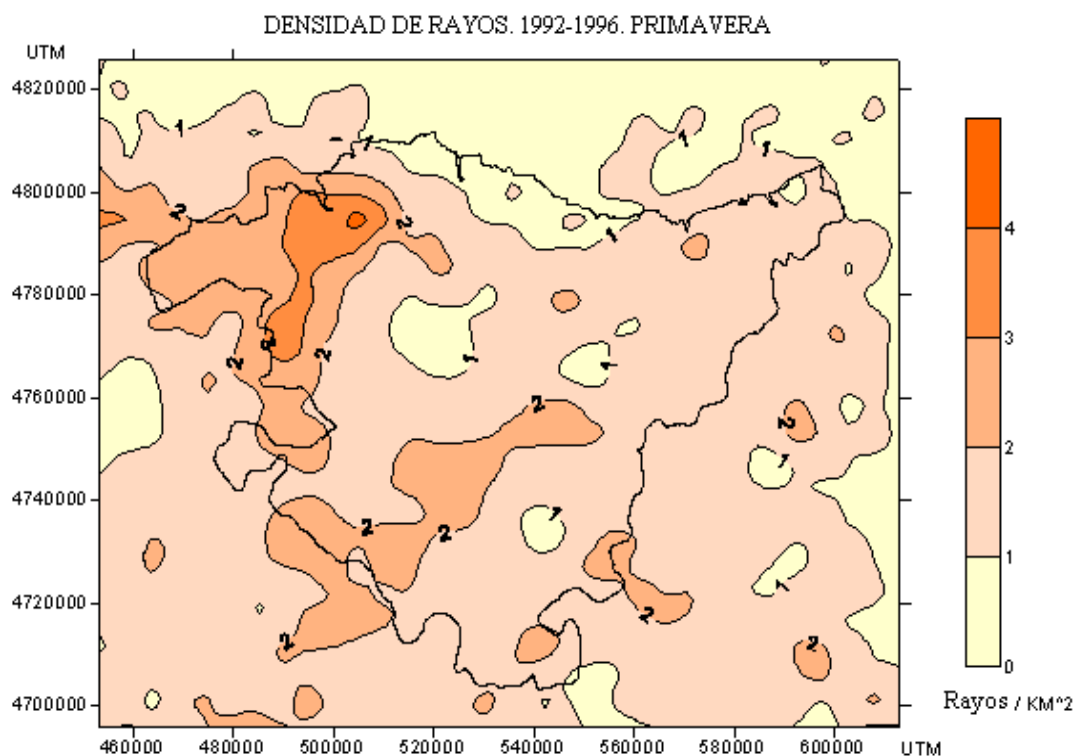


**Figura 2. 4.** Distribución espacial de la densidad de rayos registrados durante los inviernos del periodo 1992-1996 expresada en número de rayos por kilómetro cuadrado.

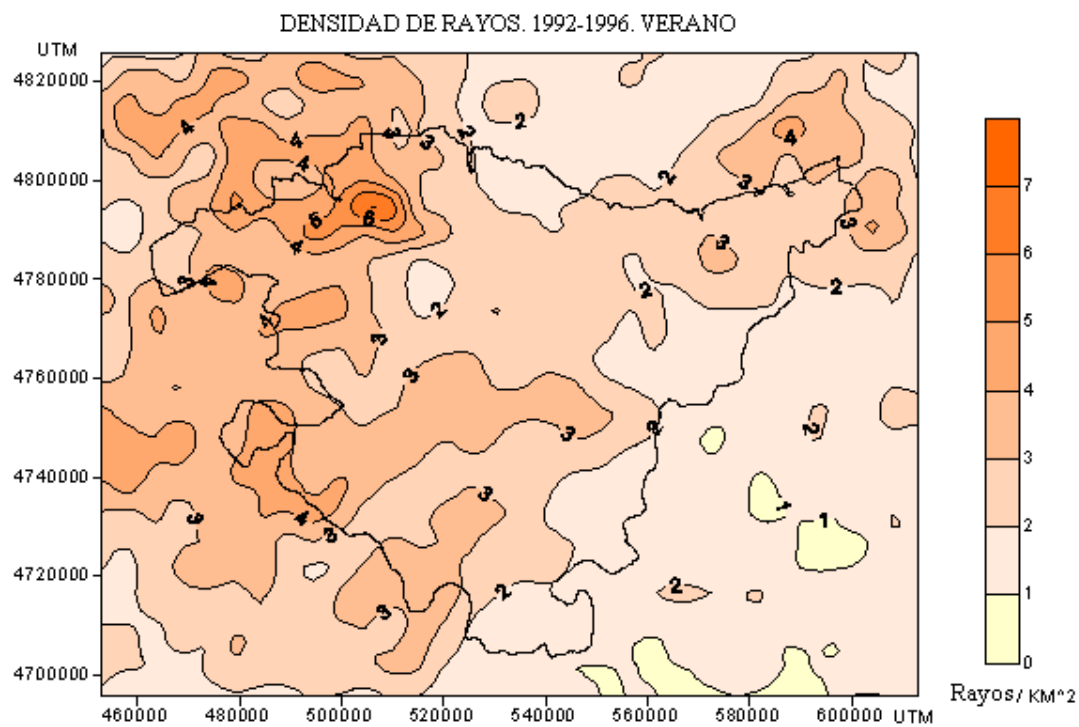
### Primavera y verano

En primavera se observa un aumento significativo de la actividad eléctrica. Este aumento es menos significativo sobre el mar Cantábrico, debido probablemente a la inhibición convectiva que provoca un mar relativamente frío ( $12^{\circ}$ - $15^{\circ}$  C) en esta época comparando con la temperatura que se alcanza en verano ( $19^{\circ}$ - $23^{\circ}$  C). El papel que juega la temperatura del agua en la actividad eléctrica, ha sido estudiado por diferentes autores, como Orville (1990b), y Moore (1990), quienes concluyen que las superficies de agua fría inhiben la convección y por tanto actividad eléctrica.

El área de mayor densidad de rayos durante primavera y verano coinciden en el cuadrante noroeste de la región, en especial en la zona del Gran Bilbao, con valores que para todo el periodo de estudio totalizan 4 rayos/km<sup>2</sup> y 6,5 rayos/km<sup>2</sup> respectivamente. Por otro lado, la mínima actividad eléctrica se presenta principalmente sobre el mar, con valores que en todo el periodo son inferiores a 1 rayos/km<sup>2</sup>. En verano sin embargo, la actividad eléctrica sobre el mar es más elevada y el mínimo se observa sobre el cuadrante sudeste del territorio con valores del orden de 1 rayo/km<sup>2</sup> respectivamente.



**Figura 2. 5. Distribución espacial de la densidad de rayos registrados durante los primaveras del periodo 1992-1996 expresada en número de rayos por kilómetro cuadrado.**



**Figura 2. 6 Distribución espacial de la densidad de rayos registrados durante los veranos del periodo 1992-1996 expresada en número de rayos por kilómetro cuadrado.**

## Otoño

La actividad eléctrica en esta estación es muy baja en todo el territorio, con valores inferiores a  $0,10$  rayos/ $\text{km}^2$ . La salvedad se presenta en áreas marítimas y, en especial, en una estrecha área comprendida al oeste del territorio con un máximo de  $1$  rayo/ $\text{km}^2$  en el área del Gran Bilbao. Un análisis más detallado nos permite afirmar que este patrón es debido a la existencia de una tormenta intensa sobre esta estrecha área y que tiene un gran peso considerando la poca actividad el resto del periodo.

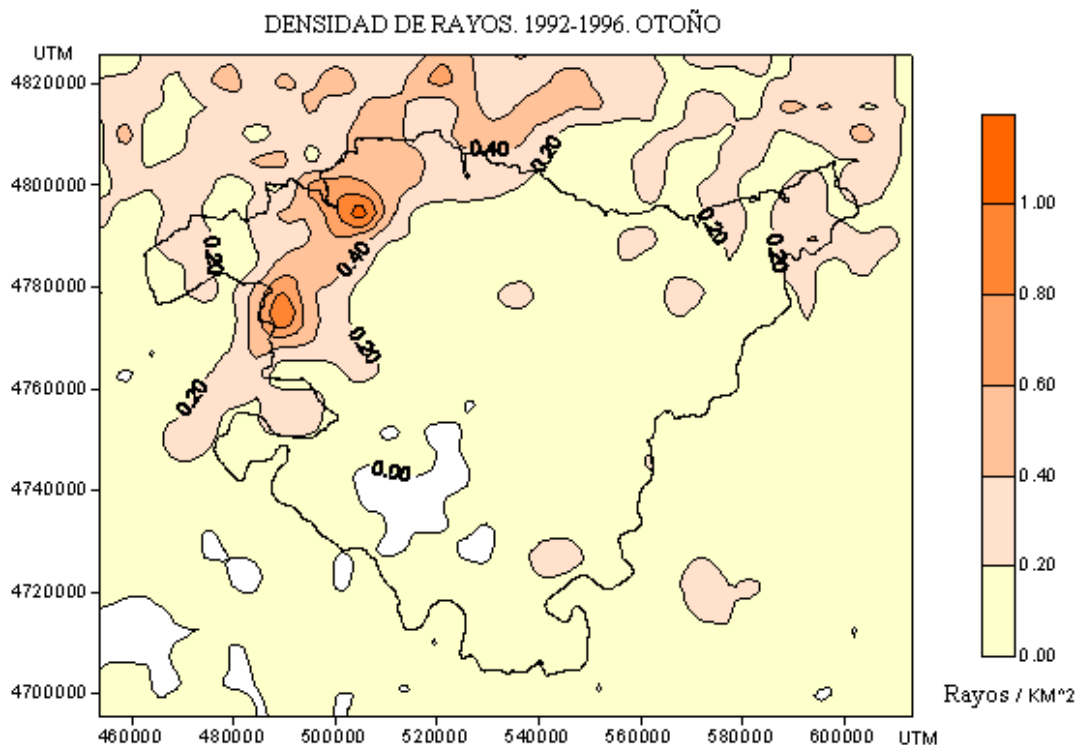


Figura 2. 7. Distribución espacial de la densidad de rayos registrados durante los otoños del periodo 1992-1996 expresada en número de rayos por kilómetro cuadrado.

### 2.3.5 Valores medios mensuales y anuales de la intensidad media de los rayos

En este apartado estudiamos las características, tanto mensuales como anuales, de la intensidad media de los rayos negativos y positivos. La Tabla 2. 2 recoge, expresados en kiloamperios, los valores medios mensuales de la intensidad de los rayos negativos y positivos (en paréntesis) para cada año de estudio. La Figura 2.8 presenta la evolución mensual del valor medio de la intensidad de los rayos durante el periodo 1992-1996.

Debemos hacer notar que los valores de la intensidad entre los meses de enero y junio del año 1996 son sospechosamente bajos y los consideraremos errores del sistema.

Los valores medios mensuales y anuales de la intensidad de los rayos las hemos realizado sumando la intensidad de la primera descarga de retorno de todos los rayos contabilizados en un mes o un año, y dividiendo la cifra resultante entre el número total de rayos contabilizados en igual periodo de tiempo.

**Tabla 2. Valores medios mensuales de la intensidad de los rayos en kiloamperios (kA). Entre paréntesis figura la intensidad media correspondiente a los rayos positivos.**

	1992	1993	1994	1995	1996	Media
Enero			-94 (107)	-72 (80)	-28 (60)	-86 (95)
Febrero	-69 (118)	-81 (77)	-62 (103)	-115 (74)	-20 (23)	-88 (89)
Marzo	-64 (83)	-37 (93)	-25 (59)	-117 (99)	-6 (14)	-62 (84)
Abril	-48 (100)	-34 (85)	-69 (95)	-45 (113)	-7 (20)	-32 (80)
Mayo	-26 (60)	-29 (60)	-37 (65)	-27 (75)	-7 (14)	-26 (58)
Junio	-27 (62)	-26 (47)	-27 (56)	-25 (55)	-7 (14)	-22 (46)
Julio	-23 (35)	-25 (25)	-25 (33)	-25 (45)	No data	-25 (36)
Agosto	-25 (40)	-28 (53)	-22 (19)	-30 (42)	-33 (58)	-27 (40)
Septiembre	-28 (57)	-25 (62)	-35 (62)	-24 (50)	-21 (77)	-26 (62)
Octubre	-58 (97)	-52 (67)	-32 (74)	-22 (52)	-39 (105)	-34 (79)
Noviembre	(76)	(83)	-27 (111)	-25 (76)	-69 (105)	-34 (100)
Diciembre	-69 (95)	-35 (132)	-82 (106)	-53 (33)	-51 (49)	-60 (100)
Media	-29 (59)	-28 (58)	-26 (48)	-27 (56)	-20 (46)	-27 (56)

Un examen global de los valores de la intensidad media, arroja valores distintos para los rayos positivos y negativos. En el caso de los rayos positivos, la intensidad media de todos los rayos del periodo de estudio es 56 kA, mientras que los rayos negativos muestran un valor de 27 kA.

Observando el comportamiento interanual (excepto el año 1996 que está incompleto) del valor medio de la intensidad de los rayos, advertimos que los valores de la intensidad de los rayos negativos son muy similares en todo el periodo de estudio. En el caso de los rayos positivos ocurre el mismo hecho, excepto en el año 1994. En este año, se aprecia un descenso en la intensidad media anual debido a los bajos valores que se observan en el mes de agosto, cuya causa es de difícil interpretación.



El estudio de la distribución mensual de la intensidad media de los rayos, nos indica que existe una variación sustancial de la misma según el mes o época del año en que nos encontremos, tal y como se observa en la Figura 2. 8. Por otro lado, hacemos notar que en la Tabla 2. 2 se pueden apreciar variaciones importantes de la intensidad media de los rayos para un mismo mes en años distintos. Este hecho se produce principalmente fuera de los meses veraniegos y en el caso de los rayos positivos, y puede estar en relación al bajo número de descargas durante estos meses.

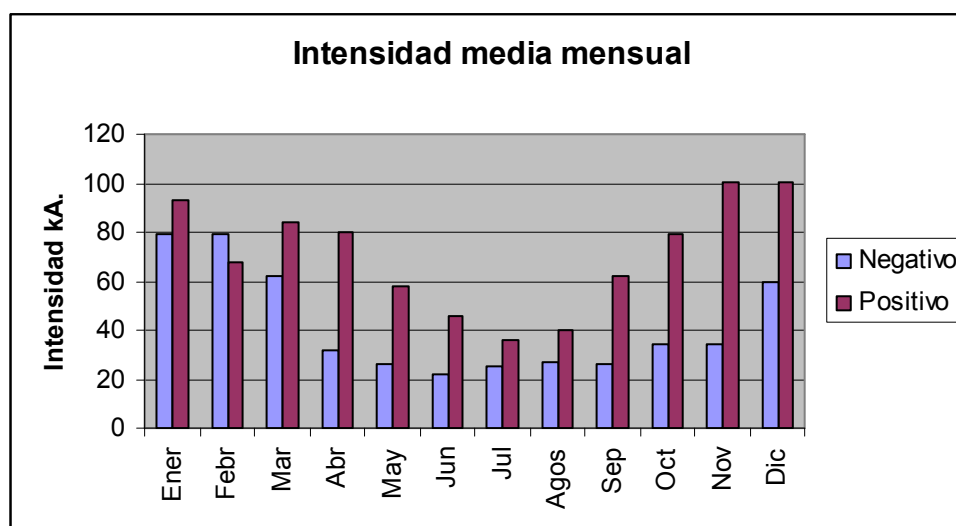


Figura 2. 8. Distribución mensual de la intensidad media de los rayos positivos y negativos

En el caso de los rayos positivos, se produce un máximo de la intensidad entre octubre y abril, llegando a valores de 89-100 kA entre noviembre y febrero. Entre junio y agosto se produce el mínimo con valores en torno a 40 kA.

Los rayos negativos muestran un valor máximo de la intensidad entre 85-90 kA en meses invernales, y un mínimo en verano con un valor en torno a 25 kA que se extiende con pocas variaciones entre los meses de abril a noviembre.

En nuestro caso los rayos positivos y negativos presentan en invierno una intensidad media muy similar, si bien hay que tener en cuenta que el número de impactos sobre el que se realizan las medias en estos meses es muy inferior al de los meses de verano.

El hecho de que los rayos positivos sean más intensos que los negativos y que, a su vez, ambos sean más intensos en invierno que en verano, es igualmente observado por distintos autores (Orville et al., 1987 y 1997; Xiushu et al., 1991). Sin embargo, se ha observado en Japón (Hojo et al. 1989) que solamente los rayos positivos tenían una variación estacional de la intensidad.

Pinto et al. (1999a, 1999b) apuntan a que pueden existir problemas a la hora de computar la intensidad media de los rayos positivos debido a la existencia de relámpagos no bien discriminados por los sistemas de detección, sugiriendo cierta cautela a la hora de valorar cualquier resultado al respecto de la intensidad de los rayos positivos. De hecho, Rivas Soriano et al. (2005) constatan, al igual que otros autores, que con la mejora y calibrado de los sistemas de detección las diferencias de intensidad

entre rayos positivos y negativos tienden a converger hacia un mismo valor. No obstante, los rayos positivos siguen mostrando una mayor intensidad, máxime cuando se filtran los rayos positivos de más débil intensidad que son probablemente relámpagos no discriminados por los sistemas de detección. Futuras mediciones en relación a la intensidad de los rayos serán necesarias para aclarar esta cuestión.

Existen diferentes teorías para explicar la variación estacional de la intensidad media de los rayos:

Ishii et al. (1984) proponen que en invierno las alturas de las zonas principales de carga positiva y negativa se sitúan a menor altitud que en verano. Esto implica que el campo eléctrico necesario para causar la ruptura del dieléctrico en invierno debe ser hasta 1,2-1,3 veces superior al de verano, lo cual permitiría acumular mas carga en las tormentas que estaría disponible para descargas más intensas.

Kitawaga (1992) sugiere que las tormentas invernales tienen descargas más intensas debido a que la distribución de carga en este tipo de nubes tiene forma de disco y por lo tanto es capaz de acumular más cantidad de carga antes de que se produzca el campo de ruptura, que las tormentas veraniegas, donde la distribución típica es esférica.

Por otro lado Chauzy et al. (1994) argumentan que la razón por la cual hay pocos rayos en invierno y su intensidad es más elevada que en verano, está relacionada con el papel que juegan los hidrometeoros en la iniciación del rayo. Según los autores, es precisamente el efecto corona generado por las gotitas de agua nubosa en fase líquida la responsable de la iniciación de los rayos. En invierno la cantidad de agua fase líquida es menos abundante que en verano, lo cual favorece en menor grado la iniciación del rayo. Consecuentemente, los rayos serían menos frecuentes en invierno pero a cambio existiría más carga disponible para cada rayo, y por ello los rayos en invierno serían más intensos. Hacemos notar que este argumento supone que la carga total generada en invierno y verano en cada tormenta sería del mismo orden de magnitud, pues podríamos imaginar una nube con mucha fase líquida en la que se genera muy poca carga, y por tanto los rayos podrían ser igualmente escasos.

Las razones por la cuales los rayos positivos son más intensos que los negativos no están aun muy claras. Williams (2006) sugiere que la diferencia de intensidad entre rayos positivos y negativos estaría ligada a la propia física de las descargas. En concreto el autor lo atribuye a la diferencia de movilidad que existe entre los iones positivos y los electrones libres que conforman las descargas.

No obstante, debemos señalar en este punto que los rayos positivos no son siempre más intensos que los negativos. En este sentido Morgensten (1991), y MacGorman y Morgensten (1998), dividen a los MCS (Sistemas Convectivos a Mesoescala) en tres tipos distintos en función de la distribución de frecuencias de las intensidades de los rayos positivos observada. El primer tipo de tormentas presenta una elevada proporción de rayos débiles y un pequeño número de intermedios e intensos. El segundo tipo presenta una menor proporción de rayos débiles y en cambio aumentan los rayos de intensidad intermedia y alta. El tercer tipo presenta un gran número de rayos de intensidad intermedia y alta, mientras es muy bajo el número de rayos débiles. De esta forma, podríamos encontrar tormentas cuya intensidad media de los rayos positivos sea inferior a la de los rayos negativos.

### 2.3.6 Distribución de frecuencias de la intensidad de los rayos

En este apartado estudiaremos la distribución de frecuencias de la intensidad del total de los rayos positivos y negativos registrados durante el periodo en estudio (1992-1996).

La Figura 2. 9 y la Figura 2. 10 muestran los histogramas de la distribución de intensidades para los rayos negativos y positivos respectivamente. En el eje de abscisas se representa la intensidad de los rayos comprendida en intervalos de 5 kiloamperios. En el eje de ordenadas se representa la frecuencia relativa o porcentaje de rayos cuya intensidad se sitúa en un intervalo dado. Los histogramas de los rayos positivos y negativos muestran algunas diferencias que a continuación analizamos:

En el caso de los rayos negativos la distribución de frecuencias muestra un sesgo positivo: podemos observar que entre los 10 y 25 kA se acumulan el 53% de los rayos, con un máximo del 20% entre 15 y 20 kA. Por encima de 25 kA, el porcentaje de rayos disminuye rápidamente y así, tan solo un 1,4% de los rayos tiene intensidades superiores a 100 kA. Por otro lado, los rayos de intensidad menor a 10 kA representan el 11% del total.

Los rayos positivos, a diferencia de los rayos negativos, presentan un histograma bimodal y con mayor sesgo. Esto es, la intensidad de los rayos poseen dos máximos de frecuencias y se extiende ampliamente hacia los valores de intensidades más elevados. El primer máximo, el más pronunciado, se encuentra en el intervalo comprendido entre 5 y 10 kA con casi un 11% del total de los rayos. El segundo máximo, poco destacado, se sitúa entre los 35 y 45 kA con un 12% de los rayos totales. Por encima de 45 kA el porcentaje de rayos disminuye lentamente; De esta forma, por encima de 100 kA el porcentaje de rayos es todavía del 14% y un 2,6% de los rayos tienen una intensidad superior a los 200 kA.

Estos resultados son similares a los encontrados por distintos autores en distintas zonas geográficas, como Alemania o Estados Unidos. Orville (1987), López et al. (1991b), Finke y Hauf (1996).

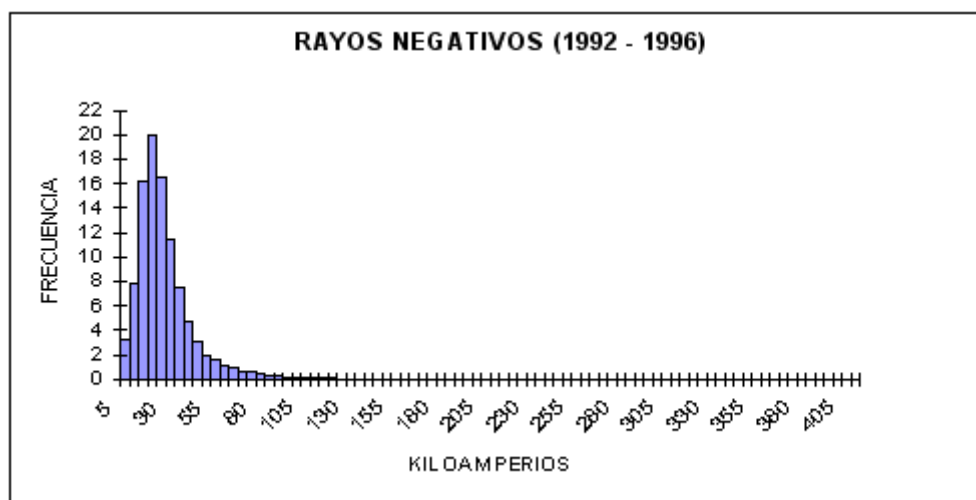


Figura 2. 9. Distribución de frecuencias de la intensidad de los rayos negativos.

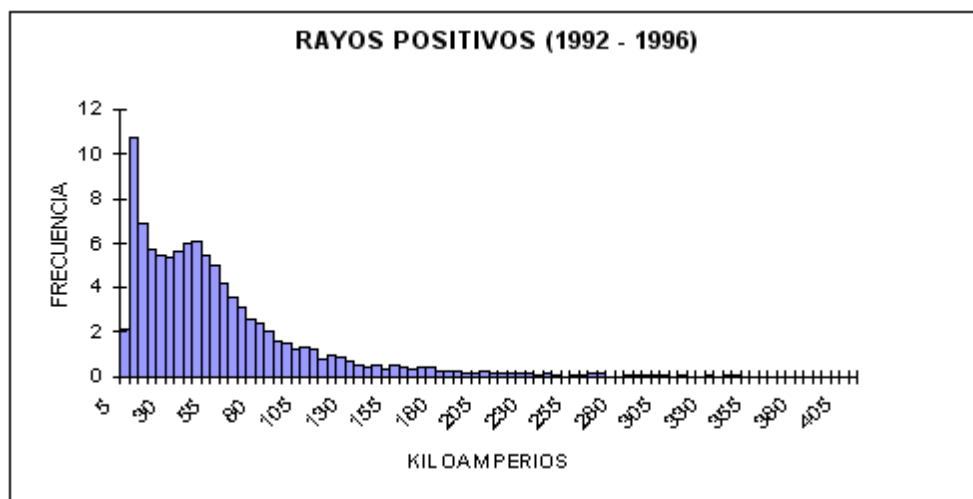


Figura 2. 10. Distribución de frecuencias de la intensidad de los rayos positivos.

### 2.3.7 Variación estacional de la distribución de frecuencias de la intensidad de los rayos

Después de analizar globalmente la distribución de intensidades de los rayos positivos y negativos, estudiaremos en este punto las diferencias estacionales de tales distribuciones. La Figura 2. 11 presenta los histogramas de las distribuciones de frecuencias de la intensidad de los rayos positivos y negativos en diferentes épocas del año. Se puede observar en la figura la existencia de diferencias estacionales, que son más pronunciadas en los rayos positivos que en los negativos.

#### Rayos positivos

Los rayos positivos presentan un histograma de frecuencias análogo en invierno y otoño, con un máximo de frecuencia en torno a los rayos de 45 kA. Las frecuencias son muy bajas para los rayos de intensidad inferior a 15 kA, mientras que son relativamente elevadas para los rayos intensidades superiores a 100 kA, superando el 25-30% del total.

Durante la primavera, el máximo porcentaje de rayos se presenta en los mismos intervalos que en otoño e invierno, pero a diferencia de estas dos épocas, se observa que el porcentaje de rayos de de intensidad inferior a 15 kA aumenta significativamente, mientras que los rayos de intensidades superiores a 100 kA disminuyen en frecuencia.

En verano, la distribución de intensidades de los rayos positivos presenta notables diferencias con respecto al resto de estaciones. Primeramente, observamos la existencia de un máximo pronunciado de rayos con intensidades inferiores a 15 kA, que pueden alcanzar hasta el 30% del total. Después se produce un máximo secundario en torno a los rayos de 45 kA, y finalmente muy bajas frecuencias para los rayos de intensidades superiores a 100 kA, que no alcanzan el 2%

El valor medio de la intensidad de los rayos positivos varía desde los 56 kA y 42 kA, en primavera y verano respectivamente, hasta los 86 kA en invierno.

## Rayos Negativos

Los rayos negativos muestran una distribución de intensidades estacional distinta a la distribución de rayos positivos. Las distintas distribuciones estacionales de los rayos negativos muestran una mayor semejanza entre sí que la correspondiente a los rayos positivos.

El máximo valor del histograma de frecuencias de la intensidad de los rayos negativos aparece en el intervalo 15-20 kA en todas las estaciones del año, observándose un menor sesgo de la distribución en verano y primavera. De hecho, en verano y primavera el 50-60% de los rayos negativos tiene una intensidad entre 10-25 kA. En invierno se observa que el histograma de frecuencias muestra un mayor sesgo hacia los valores de mayor intensidad. De esta forma, los rayos cuyas intensidades superan los 100 kA, que son muy escasos en primavera y verano, alcanzan el 15-20% del total en esta estación. El valor medio de la intensidad de los rayos negativos varía desde los 24 kA y 26 kA en primavera y verano respectivamente, hasta los 71 kA en invierno.

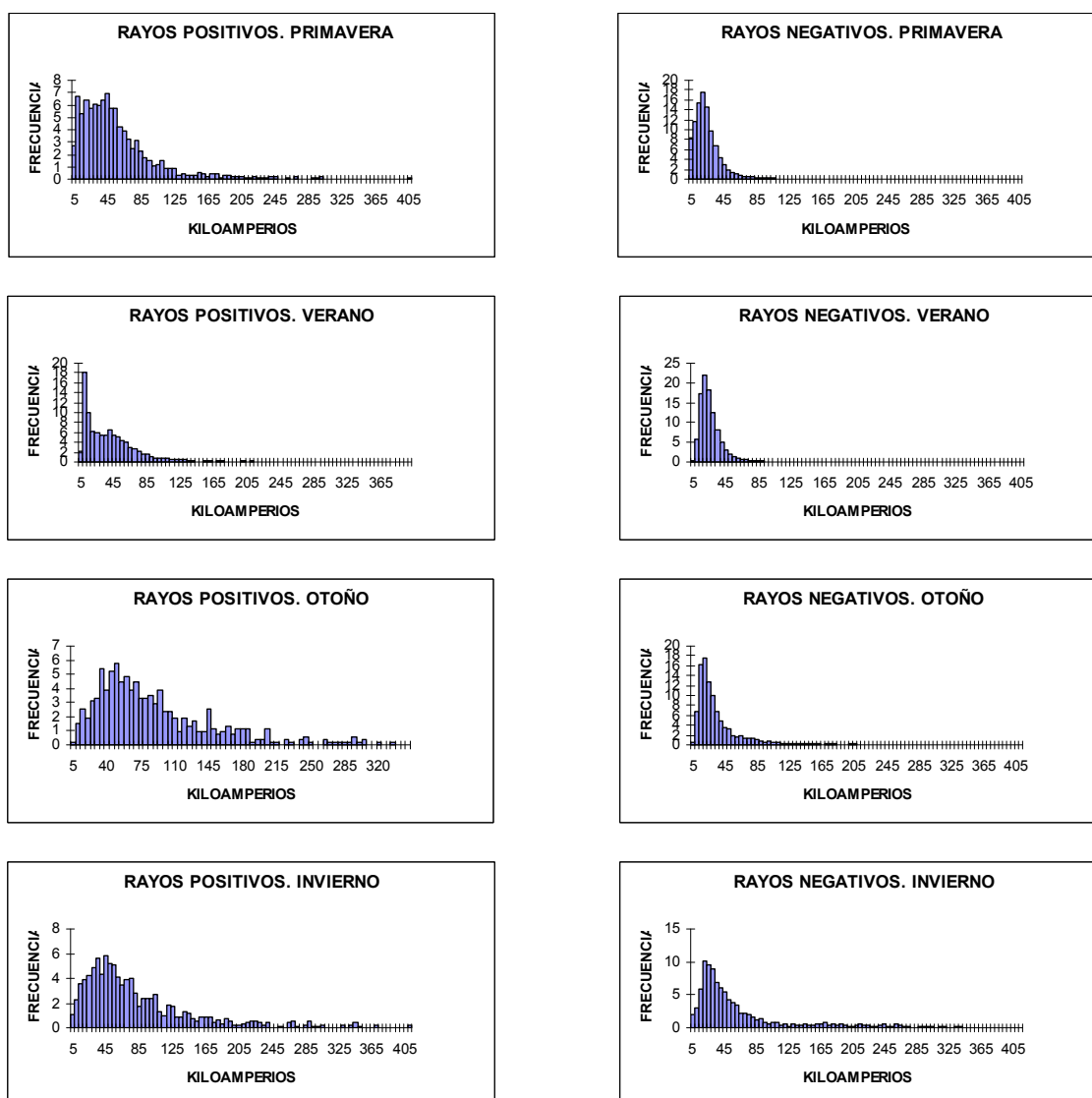


Figura 2. 11. Distribución de frecuencias de la intensidad de los rayos positivos (izq) y negativos (dcha) en primavera, verano, otoño e invierno.

### 2.3.8 Análisis regional de la intensidad

En este apartado, analizaremos las características de la intensidad de los rayos en la Vertiente Cantábrica y en la Vertiente Mediterránea o Valle del Ebro del País Vasco. Como explicábamos en la introducción de este capítulo estas dos regiones tienen características climáticas diferenciadas, de aquí el interés de nuestro análisis. Para nuestro análisis hemos considerado como Vertiente Cantábrica a la región geográfica situada al norte de la coordenada UTM 4760000, y Vertiente Mediterránea al sur de la misma. Esta coordenada como puede verse en las Figura 2. 1 y Figura 2. 2, separa el territorio en 2 mitades y se localiza próxima a los Montes Vascos.

En la Tabla 2. 3, presentamos para cada estación del año tanto los valores medios como de la mediana la intensidad de los rayos positivos y negativos en las vertientes mediterránea y cantábrica.

**Tabla 2. 3. Intensidad media y valor de la mediana de la intensidad de los rayos positivos y negativos en la Vertiente Mediterránea y en la Vertiente Cantábrica, en invierno, primavera, verano y otoño.**

V. MEDITERR		MEDIA	MEDIANA
INVIERNO	POSITIVOS	27	17
	NEGATIVOS	80	49
PRIMAVERA	POSITIVOS	48	38
	NEGATIVOS	20	16
VERANO	POSITIVOS	34	17
	NEGATIVOS	24	19
OTOÑO	POSITIVOS	52	47
	NEGATIVOS	28	18

V.CANTABRICA		MEDIA	MEDIANA
INVIERNO	POSITIVOS	102	74
	NEGATIVOS	83	50
PRIMAVERA	POSITIVOS	73	49
	NEGATIVOS	32	26
VERANO	POSITIVOS	55	50
	NEGATIVOS	30	25
OTOÑO	POSITIVOS	86	70
	NEGATIVOS	41	30

En esta tabla podemos observar primeramente que tanto la intensidad media como la mediana de los rayos positivos y negativos es superior en la Vertiente Cantábrica que en la Vertiente Mediterránea. En invierno se observa, en el caso de los rayos negativos, que los valores son muy parecidos en ambas regiones.

En la Figura 2. 12 se muestra la distribución de intensidades de rayos positivos y negativos en la Vertiente Cantábrica y Mediterránea. En ella observamos lo siguiente:

- a) La distribución de frecuencias de la intensidad de los rayos negativos es similar en las dos zonas geográficas, si bien la correspondiente a la región cantábrica muestra un mayor sesgo positivo, observándose algunos rayos de intensidad superior a 100 kA.
- b) La distribución de frecuencias de la intensidad de los rayos positivos es distinto en ambas regiones. En la Vertiente Mediterránea o Valle del Ebro, la distribución de frecuencias tiene forma bimodal, con un máximo de frecuencia muy pronunciado a bajas intensidades (5-10 kA) y un máximo secundario entre 45 kA y 50 kA. Por encima de esta intensidad el porcentaje de rayos es escaso, aunque el sesgo del histograma es elevado. En la vertiente cantábrica, sin embargo, los rayos de baja intensidades (5-10 kA) son muy escasos, mientras que el máximo de frecuencia de la distribución se extiende sobre una ancha banda entre los 25-50 kA., en una distribución que presenta un gran sesgo positivo hacia las intensidades más elevadas.

Respecto a la distribución de los rayos positivos, comentar que el máximo de frecuencia que encontramos en las intensidades más bajas podría deberse a relámpagos no filtrados por el sistema, como ha sido sugerido en puntos anteriores. No obstante, existe cierta controversia al respecto: la naturaleza de estos rayos débiles positivos ha sido discutida por López et al. (1991c), quien propone que estos rayos son realmente rayos débiles detectados y no relámpagos. En este sentido, el comportamiento bimodal de la distribución de frecuencias de la intensidad de los rayos positivos podría deberse a la combinación de tormentas con distintos tipos de distribución de intensidades de rayos positivos señalados por Morgensten (1991), y MacGorman y Morgensten (1998). Las tormentas que presentan una elevada proporción de rayos de intensidad débil y un pequeño número de intensidad intermedia podrían ser más comunes en el Valle del Ebro.

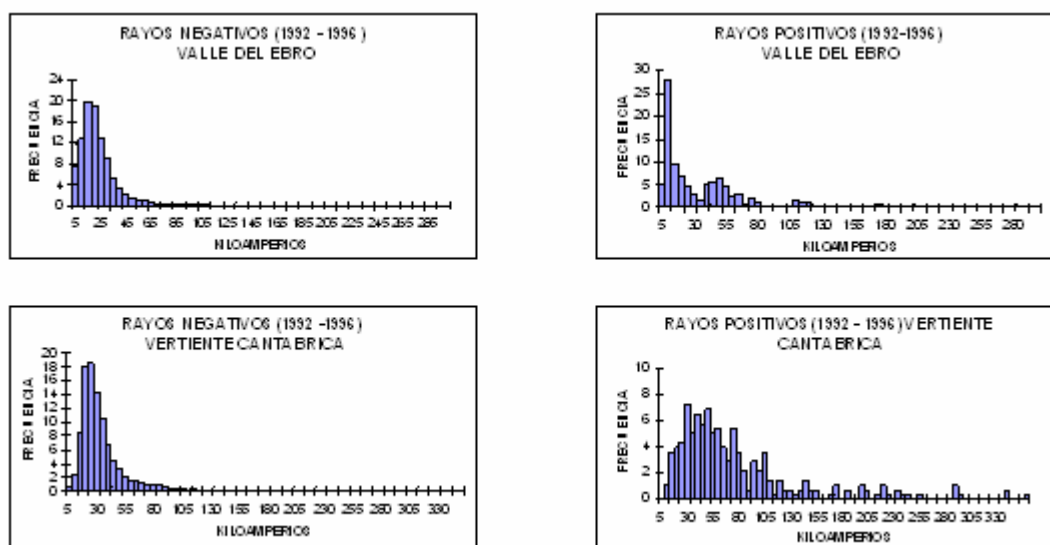


Figura 2. 12. Distribución de frecuencias de la intensidad de los rayos positivos y negativos en la Vertiente Cantábrica y en el Valle del Ebro.

### 2.3.9 Distribución espacial de la intensidad media de los rayos durante el periodo 1992-1996

La intensidad media de las descargas en un punto del territorio se ha calculado sobre la suma de las intensidades de la primera descarga de retorno de todos los rayos contabilizados en una celdilla de  $5 \times 5 \text{ km}^2$  alrededor de ese punto en el periodo 1992-1996 y dividido por el número total de rayos.

La intensidad media de los rayos, tal y como muestra la Figura 2. 13, presenta un máximo en el cuadrante noreste del territorio, con valores que superan los 45 kA en algún punto. El área de menor valor de la intensidad media corresponde al cuadrante suroeste donde los valores medios de la intensidad son inferiores a 25 kiloamperios.

Rivas Soriano et al. (2005) en un reciente estudio de las características de los rayos en la Península Ibérica registrados por el sistema de detección de rayos de AEMET, observan sobre el País Vasco un aumento de la intensidad de los rayos negativos en dirección N-S, y un aumento de la intensidad de los rayos positivos en dirección SW-NE. Por tanto, deducimos que son los rayos positivos los responsables de la variación SW-NE de la intensidad global observada. En nuestro estudio, la distribución espacial de la intensidad media de los rayos positivos que presentamos en la Figura 2. 24 muestra una elevada variabilidad espacial debido al pequeño número de descargas positivas por  $\text{km}^2$  y a la dispersión de sus valores, si bien se deja intuir un aumento de la intensidad media en dirección SW-NE.

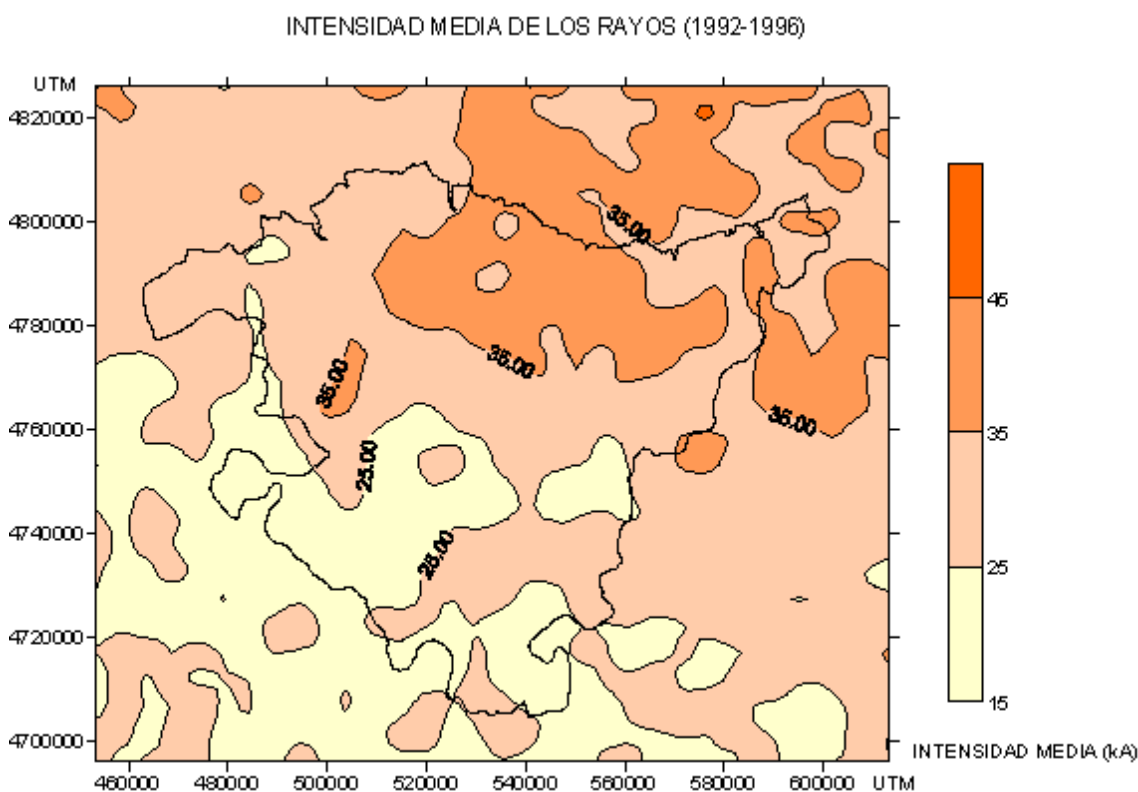


Figura 2. 13. Distribución espacial de la intensidad media de los rayos en el periodo 1992-1996 expresada en kiloamperios



Por otro lado, hemos analizado la distribución espacial de la intensidad media de los rayos en verano (Figura 2. 14), invierno (Figura 2. 15), primavera (Figura 2. 16) y otoño (Figura 2. 17) observando que: durante el verano y la primavera se reproduce el máximo de intensidad en el cuadrante nordeste del territorio, mientras que el mínimo se localiza en el cuadrante suroeste durante primavera y en la mitad oeste del territorio durante el verano.

En otoño e invierno se observa un máximo de intensidad en la mitad norte del territorio y un mínimo en el sur, si bien es de destacar la gran densidad de máximos y mínimos pronunciados debido al efecto de la existencia de zonas con muy poca densidad de rayos, en las cuales el peso de las características de unos pocos rayos es grande.

Las razones por las cuales existe una zona donde los rayos positivos son menos intensos en el oeste-suroeste del País Vasco son inciertas. Esta zona está conectada con otra de mayor extensión que engloba al norte y este de Castilla y que muestra bajos valores en la intensidad (Rivas Soriano 2005). Del análisis de la distribución estacional de las intensidades se desprende que en verano es cuando existe claramente una disminución de la intensidad hacia el oeste del territorio. Por ello, podemos concluir que son los rayos débiles que se observan en el histograma de verano los responsables de este descenso de la intensidad. Estos rayos serían más frecuentes en esta zona. Los motivos podrían deberse a relámpagos no bien filtrados por el sistema o a rayos débiles pertenecientes a sistemas tormentosos característicos de esa zona. Resulta notable el hecho de que la mayor actividad eléctrica se sitúa también en la parte occidental del territorio, donde la intensidad media es menor.

Por otro lado hemos encontrado que en la Vertiente Mediterránea los rayos negativos son menos intensos que en la región cantábrica. No está bien determinada la causa de la menor intensidad de los rayos negativos en la Vertiente Mediterránea. Podría deberse a distintos hechos:

a) El aumento en la conductividad en regiones marítimas afectaría a la transmisión de la onda y la estimación de la intensidad por el sistema de detección de rayos, tal y como sugieren Steiger et al. (2003). Estos últimos investigadores, observan que en Louisiana (EEUU) se produce un aumento de la intensidad de los rayos negativos sobre superficies de agua marina, no ocurriendo lo mismo en el caso de los rayos positivos. Por otro lado, Rivas Soriano et al. (2005) en un estudio de la actividad eléctrica sobre la Península Ibérica, observan un brusco incremento de la intensidad de los rayos negativos en el Cantábrico y el Mediterráneo al pasar de tierra a mar, lo cual sugieren igualmente que puede ser debido a las diferencias en la conductividad eléctrica entre el mar y la tierra. Por otro lado, los autores también constatan un gradual incremento de la intensidad de los rayos negativos en dirección oeste que llega hasta el 100% sobre el Atlántico, y sugieren que se debe a una disminución de la eficiencia de detección de rayos débiles por el propio sistema de medida. Respecto a los rayos positivos, estos mismos investigadores no encuentran un patrón claro respecto a las diferencias de intensidad tierra-mar, con aumentos en unas zonas e incluso descensos en otras.

b) La disminución de la intensidad en función de la altitud, tal y como observan distintos autores como Pinto et al. (2004). Estos investigadores encuentran que en

Brasil la intensidad media de los rayos disminuye desde 45 kA a 850 metros de altitud hasta los 35 kA a 1250 metros. Según este esquema, el sur del País Vasco que se encuentra a una altitud media de 500 m, presentaría una intensidad media menos elevada que la zona norte, próxima al nivel del mar. La razón que exponen los autores por la cual se observa una disminución de la intensidad de los rayos con la altitud sería la disminución del potencial de ruptura dieléctrica del aire con la altitud.

c) La distinta frecuencia de aparición de tormentas de distintos tipos de tormentas con patrones de intensidad diferentes (Morgensten, 1991. MacGorman y Morgensten, 1998).

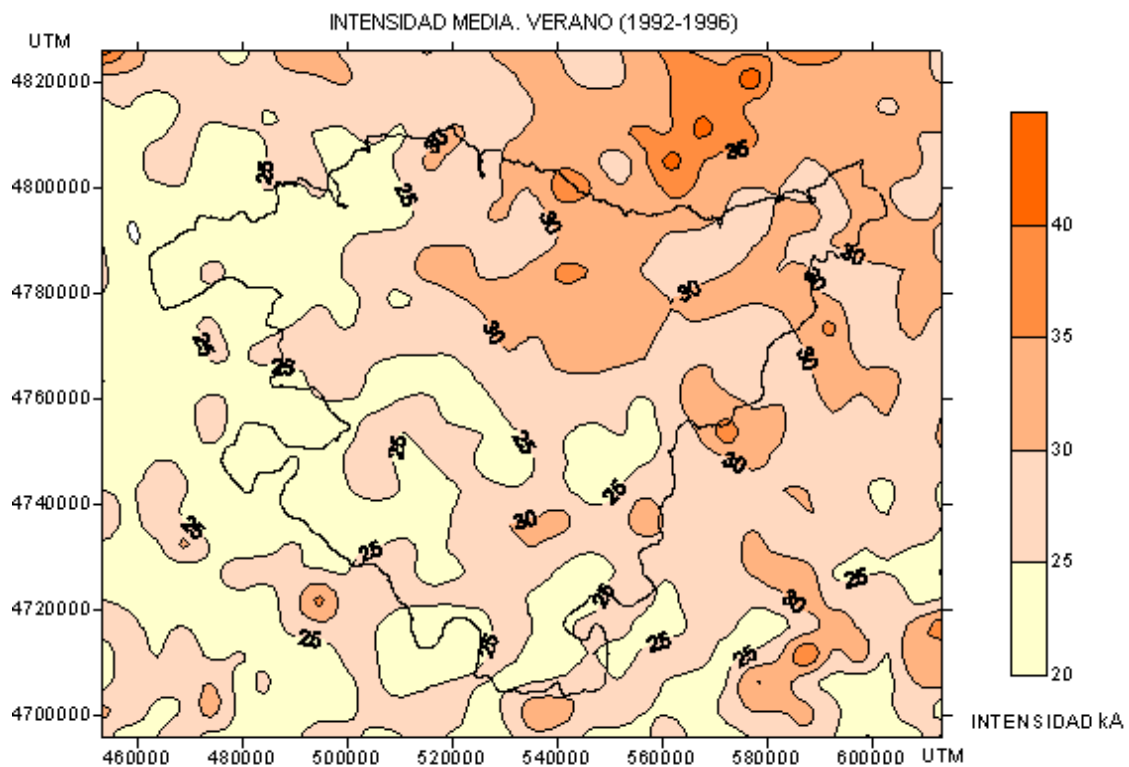


Figura 2. 14. Distribución espacial de la intensidad media de los rayos en verano computada en el periodo 1992-1996 y expresada en kiloamperios.

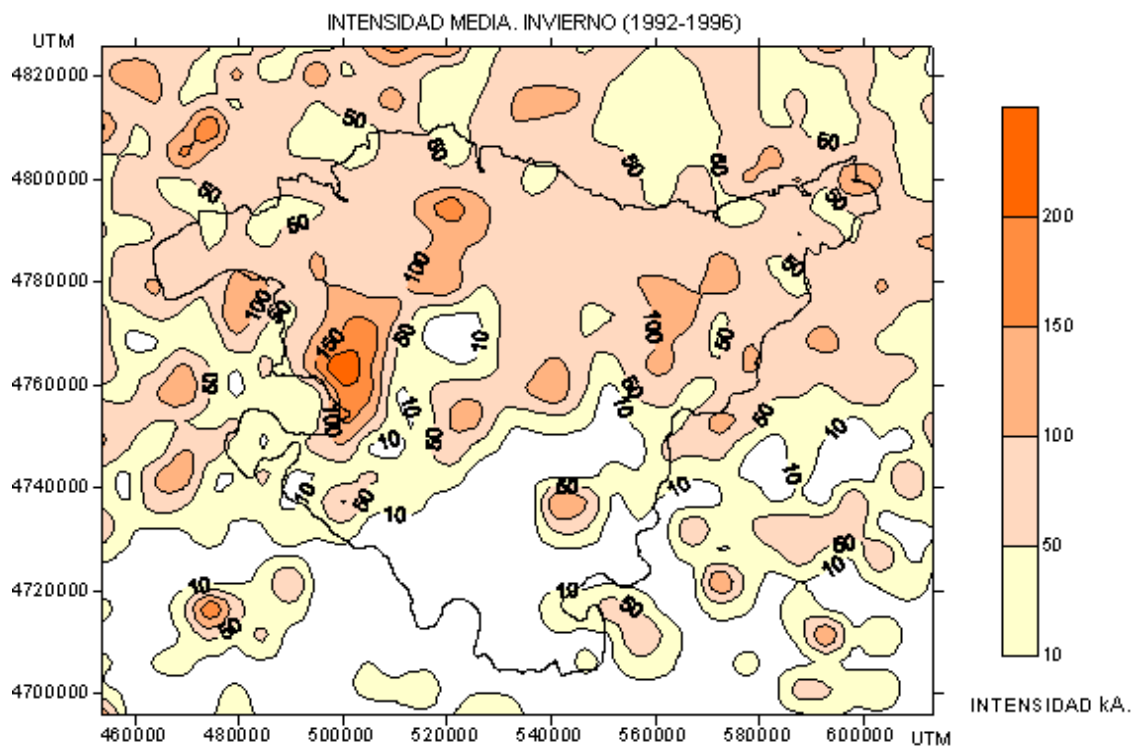


Figura 2. 15. Distribución espacial de la intensidad media de los rayos en invierno computada en el periodo 1992-1996 y expresada en kiloamperios.

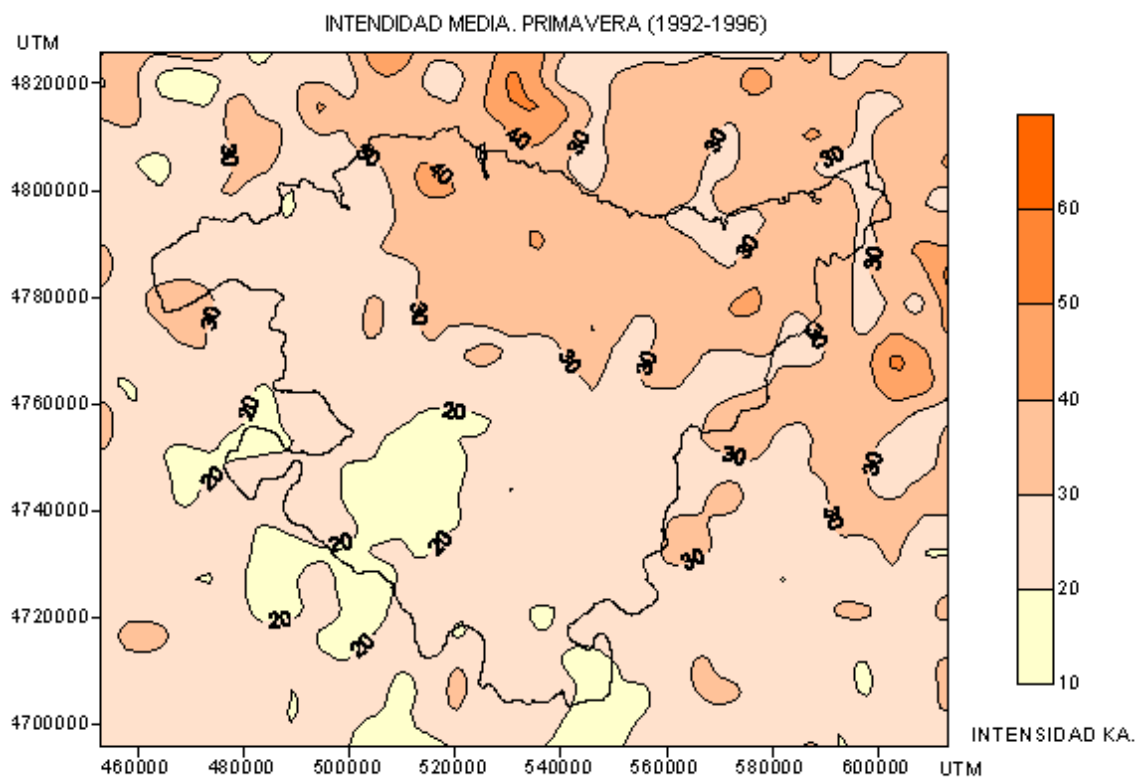
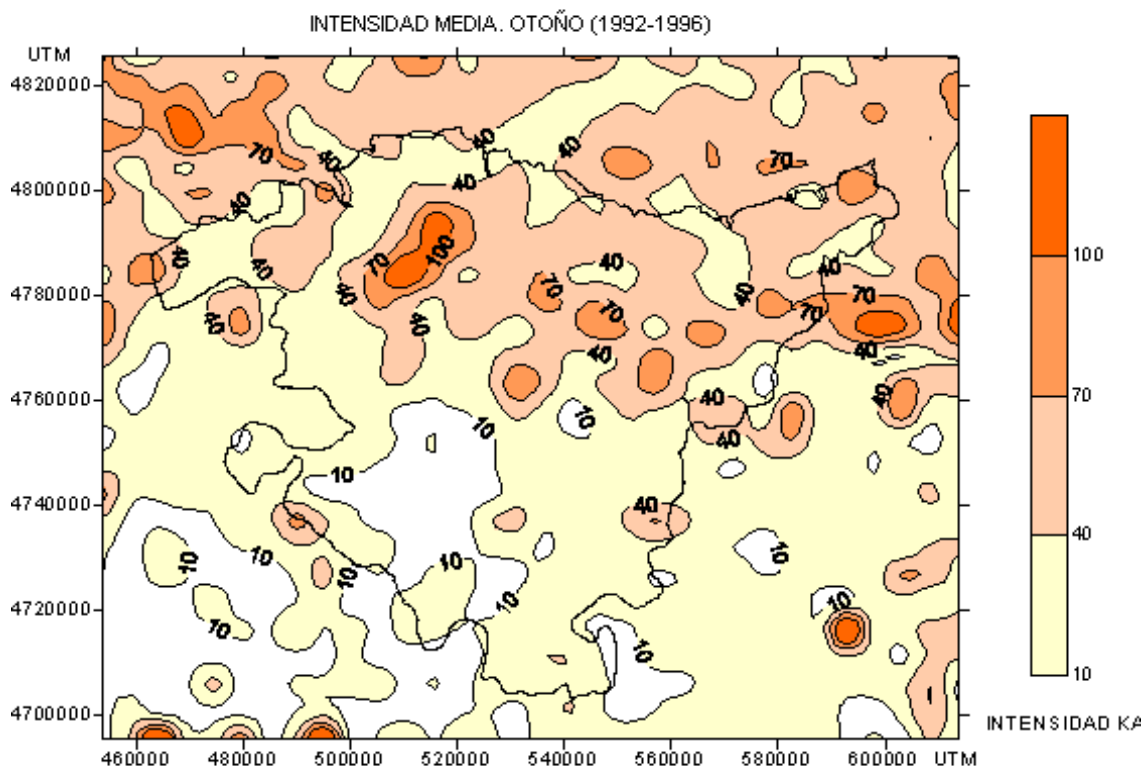


Figura 2. 16. Distribución espacial de la intensidad media de los rayos en primavera computada en el periodo 1992-1996 y expresada en kiloamperios.



**Figura 2. 17.** Distribución espacial de la intensidad media de los rayos en otoño computada en el periodo 1992-1996 y expresada en kiloamperios.

### 2.3.10 Multiplicidad

La multiplicidad de un rayo refleja el número de descargas de retorno que se producen en cada rayo. En este apartado se ha estudiado las características anuales y mensuales que presenta la multiplicidad de los rayos positivos y negativos en el periodo de estudio (1992-1996).

En la Figura 2. 18 y la Figura 2. 19, se presenta para los rayos negativos y positivos respectivamente, el histograma del porcentaje de los rayos con una multiplicidad observada y por año de estudio. Como hecho destacable, señalamos que no se observa en ningún caso una variación anual significativa de los distintos histogramas.

En la Tabla 2. 4 se presenta la variación mensual del porcentaje de descargas múltiples para rayos de ambas polaridades, plasmándose en la Figura 2. 20 la variación mensual de la proporción de las descargas únicas. De esta tabla obtenemos las siguientes conclusiones:

- a) Los rayos positivos presentan una multiplicidad de uno en más del 90% de los casos y no presentan una variación estacional de este porcentaje, manteniéndose entre el 85% y 95% del total de las descargas durante todo el año. Tan solo el 1,5% de los rayos positivos presentan multiplicidad mayor de 3.

b) Los rayos negativos muestran una marcada variación estacional. El porcentaje de descargas únicas en los meses de junio julio y agosto no superan el 45%, mientras que en enero y febrero alcanzan el 80%, descendiendo en abril hasta un 60%. La multiplicidad media de los rayos negativos para todo el periodo es de 2,18, variando entre un máximo de 2,32 en julio y un mínimo de 1,32 en enero. Por otro lado, el análisis de los datos que figura en la Tabla 2. 4, nos lleva a suponer que la probabilidad  $p$  de encontrar un rayo negativo de multiplicidad  $n$  sigue una ley exponencial de la forma ( $P = ae^{-bn}$ ). En nuestro caso, encontramos que para el mes de julio los parámetros  $a$  y  $b$  toman los valores:  $a = 0.75$  y  $b = 0.55$  y el coeficiente de correlación vale:  $r = 0.99$ . En el mes de enero  $a = 1.18$  y  $b =$ , el coeficiente de correlación vale:  $r = 0.96$ . La disminución exponencial del numero de rayos registrados en función de su multiplicidad es también observado por Xiushu et al. (1991) en China.

Las características de la multiplicidad de los rayos observadas en el País Vasco como son: el elevado porcentaje de rayos positivos de una única descarga a lo largo de todo el año, y la disminución de los rayos negativos de una única descarga de retorno en verano, son comúnmente observadas en diferentes lugares de todo el planeta (Orville et al.1987; Pinto et al.1996; Xiushu et al.1991; Tuomi, 1994).

La razón esgrimida por Keighton et al. (1991) y Q. Xiushu et al. (1991) para explicar el aumento de multiplicidad de los rayos en verano, es la mayor disponibilidad de carga en la nube que se produce en esta estación y que, por tanto, va a originar que tras una descarga a tierra quede todavía más carga para neutralizar en la nube. Por otro lado, Orville y Huffines (1999) sugieren que la multiplicidad está relacionada con el espesor de las tormentas, y que la existencia de capas apantalladoras de carga positiva en la base de la nube puede dificultar el disparo de rayos múltiples.

La idea de que la multiplicidad esta relacionada con la convectividad nos lleva a pensar que los rayos positivos están relacionados con la zonas no convectivas de la tormenta como la región estratiforme o el yunque, y por tanto su baja multiplicidad.

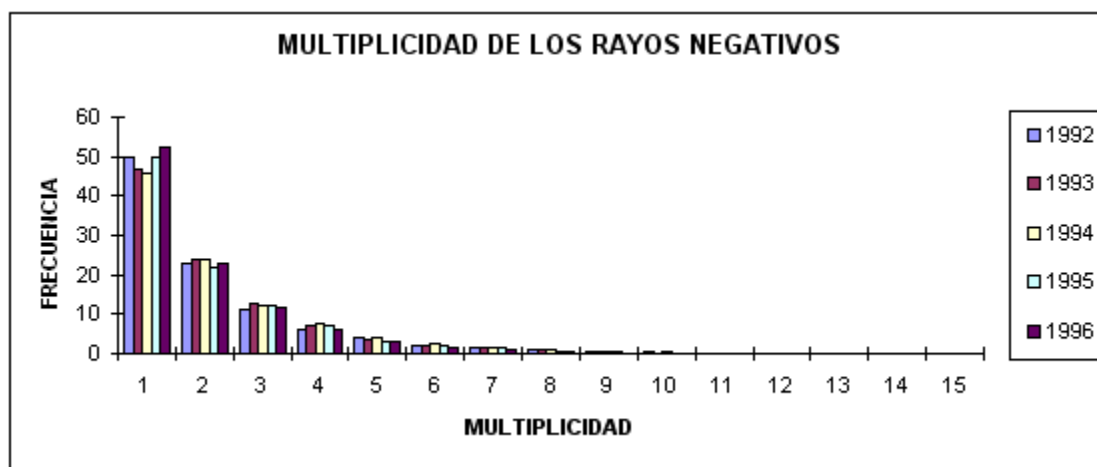


Figura 2. 18. Distribución de frecuencias de la multiplicidad de las descargas negativas en los años 1992, 1993, 1994, 1995 y 1996.

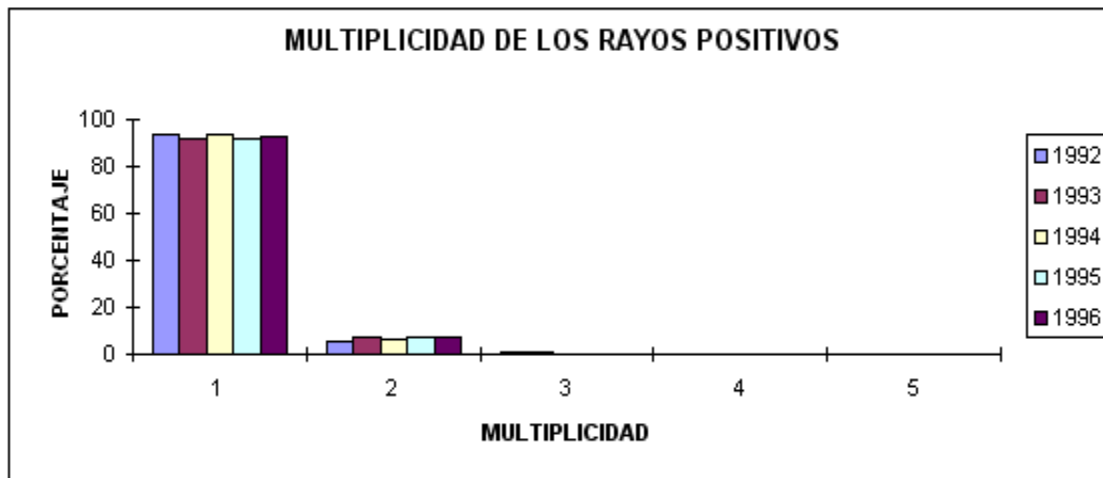


Figura 2. 19. Distribución de frecuencias de la multiplicidad de las descargas positivas en los años 1992, 1993, 1994, 1995 y 1996.

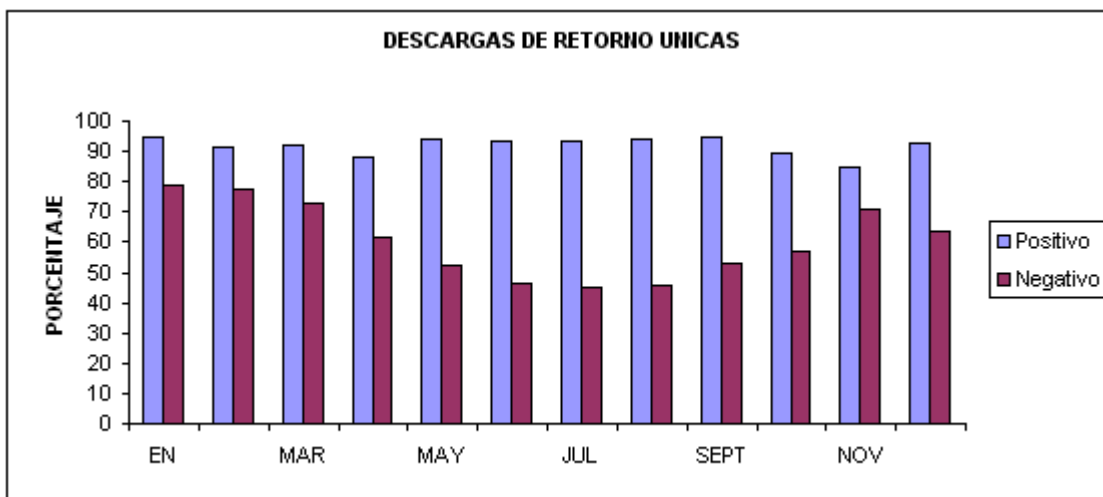


Figura 2. 20. Distribución mensual del porcentaje de las descargas de retorno únicas para rayos positivos y negativos.

**Tabla 2. 4. Distribución mensual del porcentaje de descargas múltiples: a) Rayos positivos. b) Rayos negativos.**

a) Rayos positivos

Multipl	Ener	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Agos	Sep	Oct	Nov	Dic
1	95	91,2	91,8	88	94	93,3	93,4	94,3	95	89,6	85	92,5
2	5	7,8	6,4	10,4	5,7	6,4	6,2	5,5	5	9	15	6,1
3		0,5	1	1,3	0,3	0,3	0,3	0,2		1		0
4		0,5	0,2	0,2			0,1			0,4		0
5			0,2				0,1					1,2

b) Rayos negativos

Multipl	Ener	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Agos	Sep	Oct	Nov	Dic
1	78,5	77,3	72,9	61,3	52	46,4	45,2	45,8	53,2	57,9	71,2	65
2	15,4	14,6	18,1	22,6	24,3	24,6	23,5	23,6	22,3	22,2	17,5	22
3	3,7	5,3	6	8,9	11,4	13	12,6	12,7	11,2	11	6,6	8,1
4	0,9	2,1	2,2	4	5,7	7,2	7,3	7,6	5,8	5	2,8	3,1
5	0,5	0,2	0,7	1,2	2,9	3,6	4,4	4,3	3	1,6	1,1	1,1
6	0,5	0,4	0,1	1,2	1,7	2,3	2,8	2,5	1,7	1,3	0,8	0,5
7			0,1	0,3	0,9	1,3	1,8	1,5	1,1	0,5	0,2	
8				0,3	0,7	0,7	1,1	1	0,9	0,3	0,2	
9				0,1	0,3	0,3	0,6	0,5	0,2	0,05		
10				0,05	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	0,05		
11				0,05	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2			
12					0,02	0,06	0,1	0,06	0,1			
13					0,02	0,02	0,07	0,02	0,03			
14					0,01	0,01	0,02	0,02				
15						0,02	0,02	0,01				

### 2.3.11 Variación de la intensidad de la primera descarga de retorno en función de la multiplicidad

Un hecho notable que se ha observado en este estudio es la variación de la intensidad de la primera descarga de retorno en función de la multiplicidad. La intensidad media de las primeras descargas de retorno varía según la multiplicidad de las mismas, tanto en los rayos positivos como en los negativos, y depende de la estación en que nos encontremos, tal y como se muestra en la Tabla 2. 5.

Durante primavera y verano, la intensidad media de las primeras descargas de retorno aumenta con la multiplicidad de la descarga.

En primavera, para los rayos negativos, este aumento se estabiliza a partir de la multiplicidad 6 en torno a los 30 kA, mientras que en verano lo hace a partir de la multiplicidad 4, y aumenta de nuevo a partir de la multiplicidad 12 hasta un valor de 36 kA para multiplicidades de 14.

Para los rayos positivos, y en primavera, el valor de la intensidad media aumenta con la multiplicidad de forma acusada; sin embargo, en verano este aumento se produce solamente entre los rayos de multiplicidad 1 y los de multiplicidad 2.

Durante en otoño los valores de la intensidad media no muestran un comportamiento claro en función de la multiplicidad.

Durante el invierno el comportamiento observado de la media de intensidades es opuesto al encontrado durante primavera y verano. El valor de la intensidad media disminuye con la multiplicidad de la descarga de la forma que muestra la Tabla 2. 5, tanto para rayos positivos como para negativos. No obstante, como el número de rayos es pequeño, debemos tener ciertas reservas con estas conclusiones.

Similares resultados son obtenidos por Cummins (1999) y Schulz et al. (2005). Los motivos para este comportamiento no son bien comprendidos, pues si en verano el aumento de la intensidad con la multiplicidad se debe a la mayor disponibilidad de carga existente en descargas múltiples, en invierno el comportamiento parece ser contrario al encontrado en verano.

Los valores de intensidad correspondientes a valores elevados de multiplicidad muestran en algunos casos valores muy elevados respecto a los inmediatamente anteriores y posteriores. Este hecho se deriva del pequeño número de datos con el que se computa la media. En el caso observado con una intensidad 254 kA corresponde a un único dato.

**Tabla 2. 5. Intensidad de la primera descarga de retorno en función de la multiplicidad y la estación del año: a) Rayos negativos. b) Rayos positivos.**

a) Rayos negativos

Multiplicidad	I(kA) Primavera	I(kA) Verano	I(kA) Otoño	I(kA) Invierno
1	22	23	34	72
2	25	26	39	52
3	26	28.5	40	49
4	28	29.5	32	43
5	29	30	38	40
6	30	30	40	69
7	30	30	56	
8	31	30.5	48	
9	30	31	25	
10	29	29.5	33	25
11	28.5	29		
12	28.5	32		
13	92.5	34		
14	45	36		
15	25	29	17	

b) Rayos positivos

Multiplicidad	I(kA) Primavera	I(kA) Verano	I(kA) Otoño	I(kA) Invierno
1	55.5	41	87	83
2	64.5	55	94	72
3	82	60	83	83
4	110	35	42	100
5		254	79	15



### 2.3.12 Distribución horaria.

La distribución horaria de las descargas eléctricas muestra una evidente dependencia estacional tal y como puede observarse en la Figura 2. 21, siguiendo el llamado ciclo diurno en primavera, verano y los comienzos del otoño.

Durante el invierno se puede observar que los rayos se distribuyen casi con la misma probabilidad a cualquier hora del día.

En primavera se observa un aumento de la actividad eléctrica a partir de mediodía, con un máximo entre las 14 y las 16 horas, y un descenso notable de la actividad durante la noche y la mañana.

En verano, el aumento de la actividad eléctrica se produce por la tarde, con un máximo de actividad entre las 16 y las 19 horas. El mínimo de actividad eléctrica se encuentra durante las primeras horas de la mañana y hasta el mediodía, siendo los valores de actividad eléctrica nocturna relativamente altos comparándolos con la primavera.

Durante el otoño la actividad eléctrica muestra un máximo acusado a media tarde y bajos valores a otras horas del día. Sin embargo, debemos comentar que las tormentas de comienzos de otoño se comportan como las veraniegas y las de finales de esta estación como las invernales.

En primavera y verano se observa un predominio de las tormentas producidas por la inestabilidad generada por el fuerte calentamiento diurno del suelo, más tempranas en primavera, debido probablemente a la menor temperatura que presenta la parte superior de la atmósfera y el consecuente aumento de la convectividad para el mismo calentamiento solar. En invierno las tormentas no muestran una clara predilección por ninguna hora y se asocian a un conjunto de sistemas tormentosos principalmente producidos por advecciones polares que no muestran preferencia por ninguna hora del día. En otoño se presenta un máximo durante la tarde producido por tormentas de calor a principios de la estación.

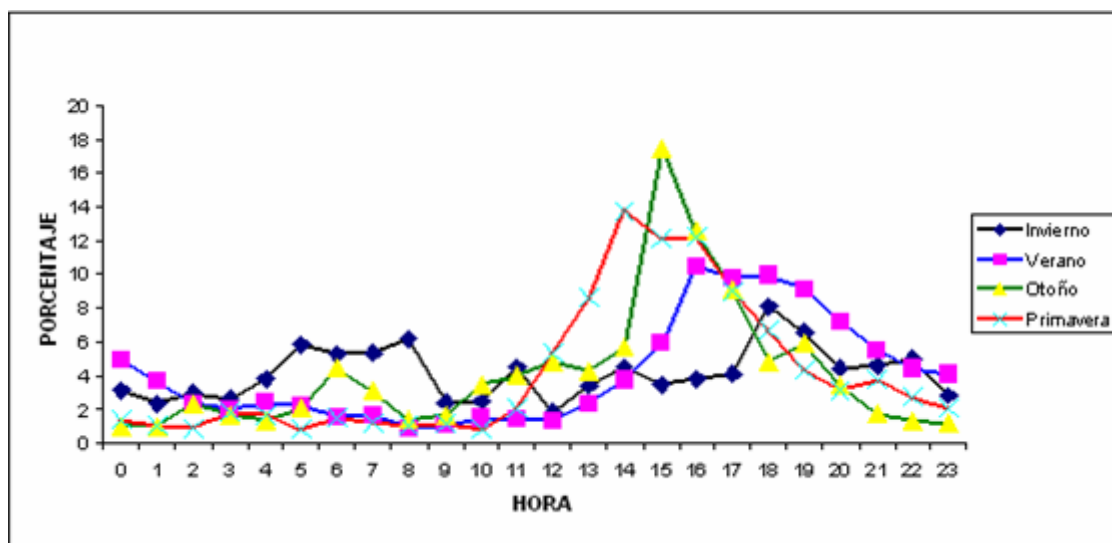


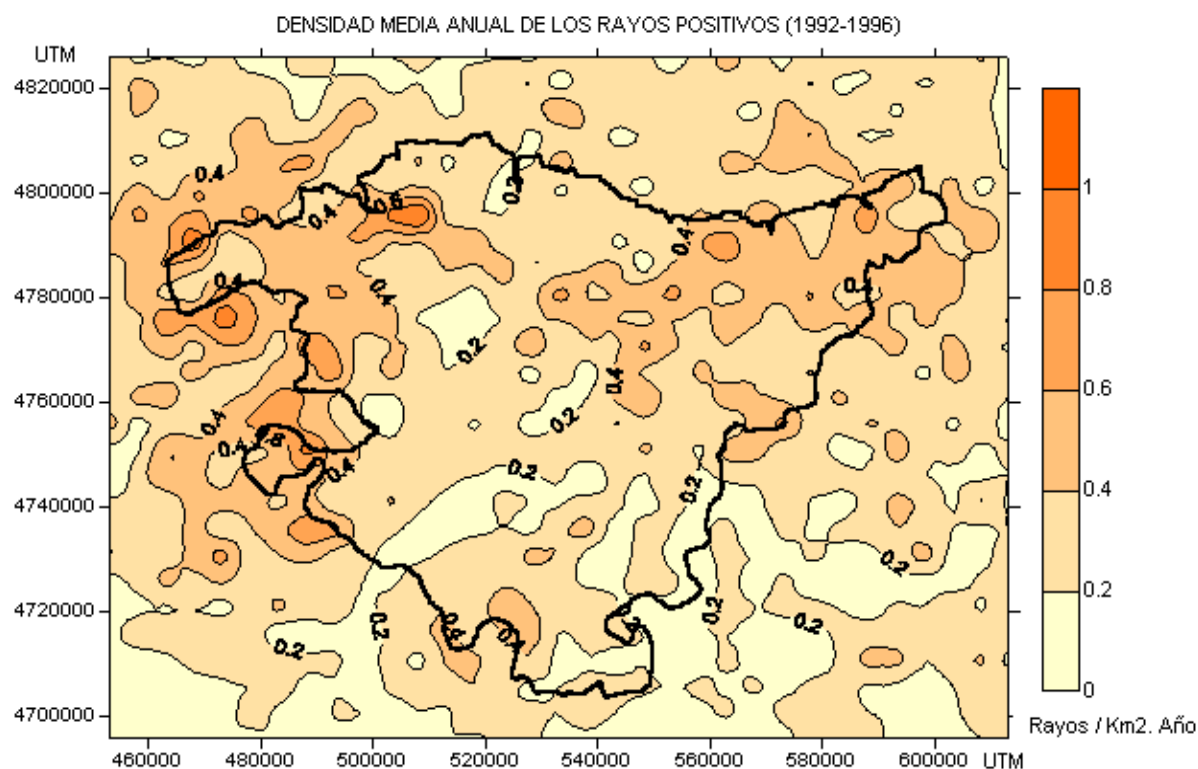
Figura 2. 21. Distribución horaria de la actividad eléctrica diaria, que se expresa mediante el porcentaje de rayos frente al total diario, y para cada estación del año.

### 2.3.13 Estudio de los rayos positivos durante el periodo 1992-1996

#### Distribución de los rayos positivos

El área de máxima densidad de rayos positivos se localiza en el oeste del territorio, como puede observarse en la Figura 2. 22, siguiendo de esta forma el patrón de distribución total de rayos, con valores superiores a 0,8 rayos/km<sup>2</sup>.año. Otra área de valores superiores a 0,6 rayos/km<sup>2</sup>.año, se encuentra en el noreste del territorio.

La menor densidad de rayos positivos se localiza en el sur del territorio y en algunas áreas localizadas en el centro y norte del territorio, con valores inferiores a 0,2 rayos/km<sup>2</sup>.año. Estas áreas de menor densidad no se corresponden en todos los casos con valores bajos de la densidad global de rayos.

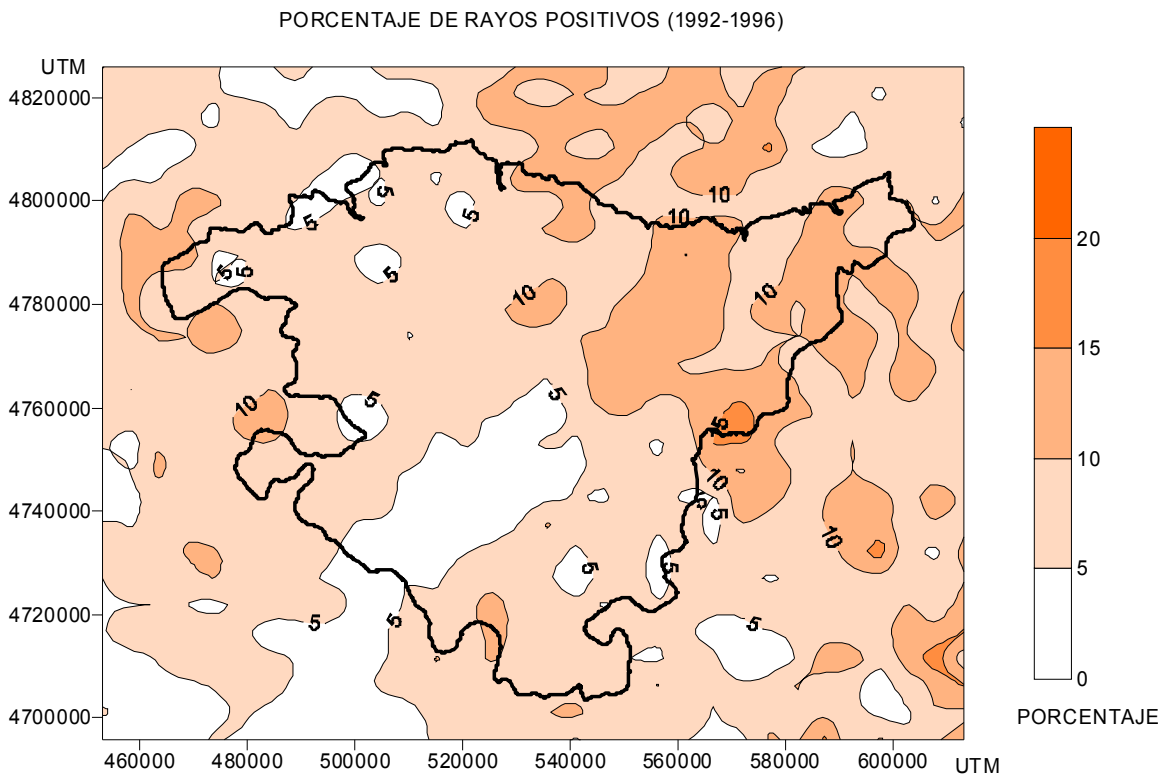


**Figura 2. 22. Distribución espacial de la densidad media de los rayos positivos durante el periodo 1992-1996 expresada en número de rayos por kilómetro cuadrado y año.**

La Figura 2. 23 presenta el porcentaje de rayos positivos en el territorio de estudio. Sobre el Gran Bilbao se observa un descenso del porcentaje de rayos positivos con valores próximos al 5%. La disminución de rayos positivos en áreas urbanas en un porcentaje del 12 al 20% es igualmente observado por distintos autores como Steiger et al. (2002) y Kar et al. (2007). La explicación de este hecho podría estar relacionado con el hecho de que la magnitud y el signo de la carga generada durante las colisiones de las partículas de hielo es fuertemente dependiente de las impurezas existentes, tal y como lo hacen notar Kar et al. (2007). En este sentido, debido a la ingesta de impurezas en la

nube, el nivel de la temperatura de inversión de carga se elevaría, y por tanto disminuiría la disponibilidad de carga negativa en las partes bajas y medias de la nube.

El hecho de que el patrón de descargas positivas no siga fielmente el patrón global de descargas nos indica que el porcentaje de rayos positivos varía de unas zonas a otras. De esta forma, se puede observar en la Figura 2. 23 que el área de máxima proporción de rayos positivos se encuentra principalmente en el cuadrante nordeste del territorio, con valores superiores al 10%, mientras que valores inferiores al 5% se localizan principalmente en una franja que se extiende desde el extremo sudoeste hacia el centro del territorio. En el resto del territorio, el porcentaje de rayos positivos oscila entre el 5% y el 10%. Se debe destacar la existencia de otras áreas más reducidas, a veces muy próximas, en donde se observan valores máximos y mínimos del porcentaje de rayos positivos. Debemos tener en cuenta a la hora de interpretar estos resultados que la densidad de rayos positivos es, en muchos casos, muy baja, y los valores medios podrían verse afectados por el peso de algunos eventos singulares.



**Figura 2. 23. Distribución espacial del porcentaje de rayos positivos sobre el total de rayos durante el periodo 1992-1996**

Computados globalmente, en el Valle del Ebro el 6% de los rayos son positivos y en la Vertiente Cantábrica el 8,6%, lo cuales se distribuyen estacionalmente de la siguiente forma:

Invierno 29,2% y 26,3% (Valle del Ebro y Vertiente Cantábrica respectivamente); primavera 6,2% y 9,6%; verano 5,7% y 4,4%; otoño 15,7% y 32%.

En el Valle del Ebro, el 60% de todos los rayos positivos se produce en verano y el 37.5% en primavera, mientras que en la Vertiente Cantábrica están distribuidos más uniformemente; así, el 29% de los rayos positivos se produce en verano, el 35% en primavera, el 25,5% en invierno y el 10,5% en otoño.

### Intensidad de los rayos positivos.

La intensidad media de los rayos positivos durante el periodo en estudio, tal y como se observa en la Figura 2. 24, es máxima en un área que ocupa el cuadrante nordeste del territorio, con valores medios superiores a 60 kA y localmente valores superiores a 120 kA.

Valores mínimos en la intensidad media se localizan en áreas al oeste y sudoeste del territorio, siendo éstos inferiores a 30 kA.

Como se observa en la Figura 2. 24, la existencia de puntos con baja densidad de rayos da lugar a la existencia de máximos y mínimos pronunciados y próximos entre ellos.

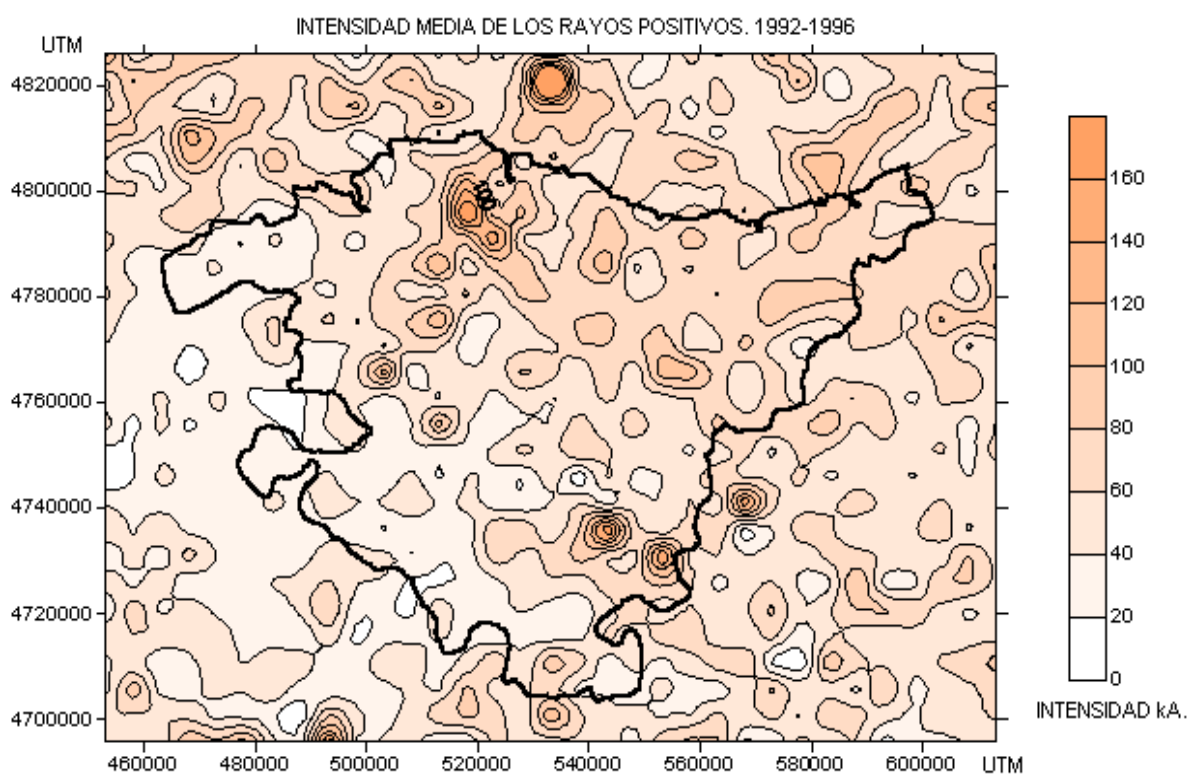


Figura 2. 24 Distribución espacial de la intensidad media de los rayos positivos en el periodo (1992-1996) expresada en kiloamperios.

## 2.4 CONCLUSIONES

Del análisis de los patrones espacio-temporales de los rayos durante el periodo 1992-1996 podemos establecer las siguientes conclusiones:

a) La distribución de rayos sobre el País Vasco presenta un máximo sobre el área del Gran Bilbao de hasta 3 rayos/km<sup>2</sup>. En el resto del territorio, el patrón observado es básicamente aleatorio con un valor medio entorno a 1 rayo/km<sup>2</sup>, sin que se aprecie una correlación espacial con la orografía, al menos de forma evidente. Este máximo de actividad sobre el Gran Bilbao podría estar relacionado con otros máximos observados sobre distintas ciudades del mundo, debido a la influencia ejercen los aerosoles en los procesos de carga nubosos y el efecto de isla térmica de calor urbano.

b) En invierno, los rayos se producen mayoritariamente en la Vertiente Cantábrica, siendo escasos en la Vertiente Mediterránea. En primavera, la baja temperatura del mar Cantábrico (12° C) respecto a la que alcanza el interior debido al calentamiento solar (superior a 20° C), tiene un efecto de inhibición de la convección sobre sus aguas y el litoral, observándose un claro aumento de los rayos sobre tierra.

c) El número de rayos y su distribución geográfica muestran una variación interanual e intermensual fruto de la variabilidad que puede presentar la propia circulación atmosférica de un año a otro.

d) La actividad eléctrica se produce fundamentalmente en los meses de verano, siendo muy inferior en los meses más fríos y respondiendo a distintas circunstancias meteorológicas. Los rayos en verano y primavera responden principalmente al ciclo diurno de calentamiento solar, con un máximo de rayos a media tarde, mientras que en invierno los rayos no muestran una hora preferente y se asocian principalmente a advecciones de masas de aire polar.

e) Los rayos positivos representan el 7% del total y muestran una variación estacional; de esta forma, en invierno el 35% de los rayos son positivos mientras que en verano este valor desciende al 5%.

f) El porcentaje de rayos positivos tiene pocas variaciones interanuales, aunque sí puede sufrir acusadas variaciones intermensuales.

g) La intensidad media anual de los rayos positivos (55 kA) resulta ser el doble que la de los negativos (27 kA). No obstante, mejoras en el sistema de detección de rayos podrían limitar esta diferencia. En invierno, contrariamente a lo observado en otras épocas del año, no se observan diferencias sustanciales entre la intensidad de los rayos de ambas polaridades.

h) La intensidad de los rayos de ambas polaridades varía estacionalmente. En invierno los rayos son más intensos que en verano, alcanzando valores medios en torno a los 90 kA, frente a los 25 kA de los rayos negativos y los 40 kA de los positivos en verano.

i) Tanto la intensidad media de rayos positivos como la de los de negativos no sufren importantes variaciones anuales. Dentro de un mes, en diferentes años, sí que pueden observarse mayores diferencias.

j) Cuando analizamos la distribución de intensidades de los rayos observamos que los rayos negativos presentan un máximo pronunciado en las intensidades medias, mientras que los rayos positivos presentan una distribución bimodal, con un máximo principal de rayos poco intensos (<10 kA) y otro máximo secundario en intensidades elevadas (40-50kA). Existe controversia en la literatura sobre si los rayos positivos de baja intensidad son relámpagos que no han sido bien discriminados por el sistema, o si realmente son rayos de intensidad débil.

k) La distribución de intensidades correspondientes a los rayos positivos presenta una acusada variación estacional y regional, mientras que los rayos negativos presentan un comportamiento más homogéneo.

l) La intensidad media de los rayos, tanto para positivos como para negativos, es máxima en el cuadrante nordeste del territorio, mientras que los valores inferiores aparecen en el cuadrante suroeste del mismo. El incremento de la intensidad de los rayos negativos en dirección norte puede ser debido al aumento de la conductividad en la vertiente cantábrica causada por el mar, junto a un descenso de la altitud media en esta zona. La disminución de la intensidad que en verano experimentan los rayos en dirección oeste, no tiene una explicación clara.

m) Los rayos positivos presentan descargas de retorno únicas en más del 90% de los casos y en cualquier época de año. La multiplicidad de los rayos negativos varía entre el 70- 80% de descargas únicas en invierno y 45% en verano. El mayor volumen de las tormentas en verano, y por tanto, una mayor cantidad de carga disponible, puede estar detrás del comportamiento observado de los rayos negativos. Los rayos positivos se comportarían de forma distinta, no siendo afectados por este hecho.

n) La intensidad de la primera descarga de retorno parece aumentar con la multiplicidad del rayo en verano, mientras que en invierno se encuentra el comportamiento opuesto.

ñ) El mayor porcentaje de rayos positivos se registra en el nordeste del territorio, donde superan el 10% del total de las descargas. Globalmente, la proporción de rayos positivos es ligeramente superior en la Vertiente Cantábrica respecto al Valle del Ebro.

o) Las diferentes características y comportamiento que presentan los rayos positivos respecto a los negativos, y que en este capítulo hemos plasmado, es un fenómeno ampliamente observado y conocido como **asimetría en la polaridad**. Su causa es uno de los problemas a resolver actualmente en la física de los rayos, si bien se supone que en la raíz del problema se encuentra la diferencia de movilidad entre los iones positivos y los electrones libres (Williams 2006). Esta diferente física de los rayos positivos y los negativos puede hacer que factores geográficos, instrumentales y/o las diferentes características de las propias tormentas intervengan de forma sensible en las características que los rayos de una u otra polaridad exhiben.

# **CAPÍTULO 3: CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA EN EL PAÍS VASCO**





# CAPÍTULO 3: CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA EN EL PAÍS VASCO

## 3.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo estableceremos una clasificación sinóptica de tipos de tiempo para el País Vasco, y estudiaremos como se distribuyen estos tipos de tiempo a lo largo del año. La elaboración de esta clasificación se justifica por el propio objeto de este trabajo: el análisis de la distribución anual de los impactos de los rayos sobre el País Vasco desde el punto de vista de su origen atmosférico y de su relación con la precipitación. Tal y como apuntan J. Fernández et al. (2003), las variables o elementos climáticos están condicionados por los mecanismos de la circulación atmosférica. En este sentido los rayos, cuyo origen se encuentra en las tormentas, no son una excepción.

Los movimientos del aire en la atmósfera pueden dividirse de una manera muy general en diferentes escalas de movimiento: la sinóptica (escala planetaria), la mesoescalar (escala regional) y la microescalar (escala local). Los sistemas mesoescalares o microescalares se desarrollan en el seno de una circulación atmosférica a escala planetaria que las condiciona drásticamente, hasta el punto de impedir en ocasiones su desarrollo, como es el caso de los sistemas de brisas. En el caso de las tormentas (sistemas de mesoescala y microescala) podemos apuntar lo mismo; distintas condiciones sinópticas intervienen decisivamente tanto en los ascensos de aire que las originan como en la cizalla del viento que las estructuran y organizan.

Es por ello que distintos autores como Gil y Olcina (1997) aconsejan el estudio simultáneo de los procesos de circulación atmosférica y el comportamiento de las distintas variables climáticas. En esta dirección es muy útil el empleo de las clasificaciones de situaciones sinópticas tipo, que consisten en una tipificación de los distintos estados de la atmósfera y cuyo objetivo es determinar la influencia de la circulación atmosférica sobre fenómenos naturales y antrópicos, tal y como apunta Rasilla (2003). Estas clasificaciones se vienen empleando desde que Lamb (1950) postuló un catálogo sinóptico manual para las Islas Británicas, basado en la dirección del flujo dominante y en el carácter ciclónico o anticiclónico de la circulación en superficie. Este catálogo, hoy en día, aún continúa siendo operativo.

Los criterios para la elaboración de las clasificaciones sinópticas se fundamentan, bien en la similitud entre las propiedades termodinámicas de una masa de aire, o en la existencia de unas relaciones comunes entre los componentes de un mapa sinóptico que dan lugar a los tipos de circulación. Los tipos de circulación pueden definirse como las configuraciones que adopta un campo meteorológico (presión a nivel del mar, altura geopotencial) sobre un ámbito espacial concreto.

Las clasificaciones sinópticas tipo se dividen en tres clases fundamentales: clasificaciones sinópticas de tipo subjetivo, clasificaciones de tipo objetivo y clasificaciones de tipo híbrido. Estas tres clases surgen según sea el grado de intervención del investigador en la elaboración de las mismas. Las clasificaciones sinópticas de tipo subjetivo se caracterizan por la intervención en todo momento del investigador en su elaboración, siguiendo unos criterios personales o subjetivos de clasificación. Las clasificaciones de tipo objetivo o automáticas son realizadas por

ordenadores, y están basadas en la aplicación de algoritmos, procedimientos estadísticos y técnicas de inteligencia artificial; si bien, en estos métodos objetivos siempre existe una componente subjetiva a la hora de elegir la manera en que las operaciones computacionales deben ser realizadas. Por último, los procedimientos clasificatorios de tipo híbrido implican una intervención conjunta del investigador y de la computadora con el fin de solventar los problemas que pudieran presentar los dos primeros métodos. En los procedimientos de clasificación de tipo híbrido, el investigador puede elegir una base de situaciones sinópticas tipo (correspondientes a unos días determinados), que estén bien contrastadas por otros autores y por su propia experiencia, y clasificar el resto de los días de forma objetiva o automática mediante algoritmos computacionales.

Los primeros catálogos de situaciones sinópticas fueron de tipo subjetivo debido a que la disponibilidad de computadores era inexistente o muy limitada. En el ámbito de la Península Ibérica destacan los propuestos por Linés (1981), Font Tullot (1983), Martín Vide (1991) y más recientemente Capel Molina (2000). Estas clasificaciones utilizan los campos de presión en superficie y a otros niveles (300 ó 500 hPa), como base de la clasificación sinóptica.

Las clasificaciones subjetivas suelen ser elaboradas por cada investigador en función de la naturaleza y el objeto de estudio, por lo cual no existe una clasificación de situaciones sinópticas ampliamente aceptada por la comunidad científica. Esta aceptación se diluye aún más cuando añadimos la diferente localización geográfica de las regiones para las cuales se elaboran estas clasificaciones. Otra de las dificultades que conllevan las clasificaciones sinópticas de tipo subjetivo es el elevado tiempo que tardan en realizarse cuando trabajamos con periodos de tiempo muy largos. Es por ello que recientemente se han adoptado las técnicas objetivas de clasificación que intentan solventar de manera computacional los problemas derivados de las técnicas subjetivas.

No obstante, la utilización de técnicas de clasificación subjetivas, han demostrado su bondad en múltiples estudios y ha resultado ser en casos concretos más eficientes que las técnicas objetivas (Yarnal 1993). Este hecho se sustenta en factores clave como: la naturaleza del propio objeto de estudio y la libertad que tiene el investigador a la hora de abordar el mismo, y la experiencia y el conocimiento del investigador sobre la meteorología del entorno en que se realiza el estudio.

En lo que respecta a nuestro trabajo, el establecimiento de una clasificación sinóptica de tipos de tiempo para el análisis de la distribución anual de los rayos y su relación con la precipitación, se fundamenta en el hecho de que las características y procedencia de la masa de aire son un factor determinante a la hora de establecer las características de la actividad eléctrica y de la precipitación observada en una región. De hecho, las clasificaciones sinópticas tipo son utilizadas de forma operativa como herramientas de predicción de probabilidad de ocurrencia de rayos y su número total, así como de la probabilidad y cantidad de precipitación. (Livigston et al. 1996, Lericos et al. 2002, Watson et al. 2003, Lambert et al. 2006).

## 3.2. CLASIFICACIÓN SINÓPTICA DE TIPOS DE TIEMPO. METODOLOGÍA Y PROCEDIMIENTO DE CLASIFICACIÓN

En nuestro trabajo, se ha elaborado una clasificación sinóptica de carácter subjetivo para el País Vasco, con el objeto de analizar la actividad eléctrica y la precipitación. Esta clasificación sinóptica subjetiva no pretende ser una clasificación de carácter general sino más bien una herramienta de trabajo adaptada a nuestro objeto de estudio: la caracterización de la precipitación a partir de los rayos registrados en el País Vasco. La clasificación sinóptica elaborada dará lugar a una serie de tipos de tiempo a los que se asociarán cada uno de los días del periodo de estudio analizado.

### Esquema de clasificación

El esquema de clasificación empleado, ha tratado de retener los aspectos fundamentales a la hora de comprender las características meteorológicas del País Vasco y de los factores ambientales bajo los que se desarrollan los sistemas tormentosos. En base a ello, se ha elaborado un sistema de clasificación que se fundamenta en los siguientes aspectos meteorológicos:

#### a) La dirección del flujo a 850hPa

El flujo de aire en este nivel nos ilustra sobre la naturaleza de la masa de aire a bajos niveles, y la influencia que ésta pudiera tener en las distintas variables sujetas a estudio.

Se han definido 4 tipos de tiempo según la procedencia de la masa de aire (Figura 3. 1):

Marítimo: Flujos del cuarto cuadrante (W-N) procedentes del mar Cantábrico y de origen atlántico o polar.

Ibérico: Flujos del segundo (S-W) y tercer cuadrantes (S-E), con origen atlántico o mediterráneo/africano respectivamente.

Continental: Flujos de primer cuadrante (N-E) procedentes del continente europeo.

Local: Flujos de viento correspondientes a configuraciones sinópticas cuyo gradiente de presión sobre el área de estudio es bajo, o aún siendo relevante la procedencia de la masa de aire queda circunscrita al ámbito de estudio.



Figura 3. 1. Tipos de flujo a 850 mb. De izquierda a derecha: marítimo, ibérico, continental y local.

La utilización del flujo a niveles bajos a la hora de elaborar una climatología sinóptica, ha sido empleada satisfactoriamente por Ezcurra et al. (1988) a la hora de identificar las características de la composición química de la precipitación y su intensidad en el País Vasco. Por otro lado, Watson y Holle (1996), Lericos et al. (2002) y Watson et al. (2003), elaboran una climatología sinóptica de rayos en Florida, fundamentada igualmente en la dirección del flujo a niveles bajos.

**b) El tipo de circulación general a 500 hPa según el esquema de Rosby**

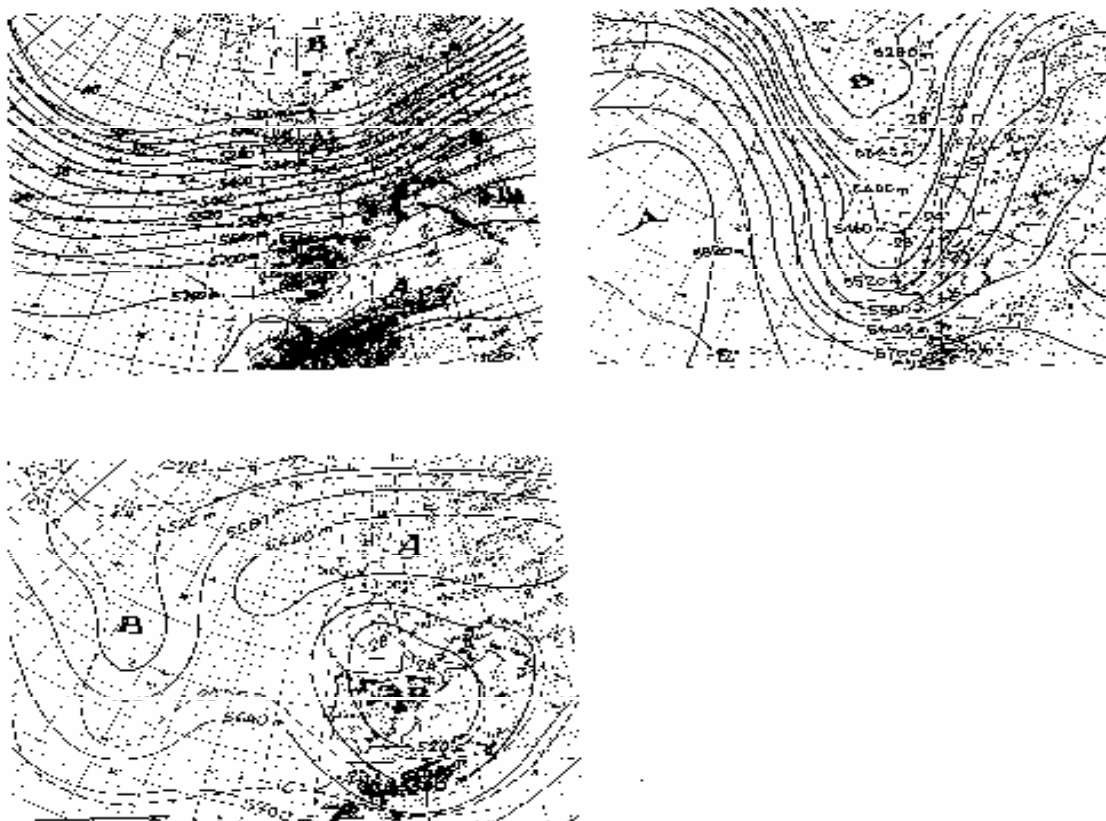
La configuración y sistema de vientos en niveles altos de la troposfera nos da información sobre la inestabilidad térmica y dinámica de la atmósfera.

Se establecen tres tipos de tiempo básicos de circulación atmosférica a 500 hPa, citados clásicamente en la bibliografía siguiendo el esquema de ondas de Rossby (Figura 3. 2):

Circulación Zonal: Vientos dominantes de Oeste.

Circulación Meridiana: Vientos alineados según los meridianos geográficos.

Circulación Desprendida: Circulaciones aisladas de la corriente general.



**Figura 3. 2. Tipos de circulación según los mapas de isohipsas de 500 hPa. Zonal (izquierda arriba), meridiana (derecha arriba) y desprendida (abajo)**

La utilización del tipo de circulación en el nivel de 500 hPa o superiores, ha sido ampliamente utilizada en la elaboración de clasificaciones sinópticas por diversos autores, tal y como expusimos en la introducción, generalmente aplicada al estudio de la precipitación. Respecto a su uso en climatologías de rayos, Rorig y Ferguson (1999) utilizan los patrones de circulación a 500 hPa, junto a distintos parámetros de estabilidad para clasificar el tipo de tormentas en la costa oeste de Estados Unidos, en función de su eficiencia de precipitación.

### c) La configuración isobárica en superficie

La configuración isobárica en superficie, depende de la posición geográfica en que se localizan las depresiones y anticiclones, y en el valor de la presión sobre la región en estudio, como forma de determinar si ésta se encuentra bajo la influencia de una depresión o un anticiclón. Consideramos baja presión, la presión inferior a 1012 mb. La ubicación de los centros de acción, nos informa tanto del viento en superficie como del valor de la presión en una cierta área, y por tanto, de la existencia de ascensos o descensos de las masas de aire a escala sinóptica.

Las configuraciones isobáricas tipo en superficie han sido denominadas siguiendo el esquema establecido por Font Tullot (1983) de la forma:

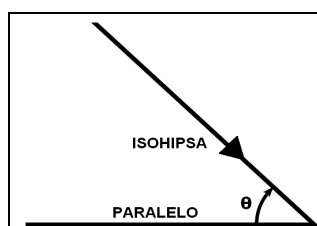
- Anticiclón de las Azores
- Anticiclón Atlántico Norte
- Anticiclón Mediterráneo
- Anticiclón Centroeuropeo
- Anticiclón Británico
- Anticiclón Continental Siberiano
- Anticiclón Peninsular o Ibérico
- Depresión Británica
- Depresión en el Golfo de Vizcaya
- Depresión Mediterránea
- Depresión Europea
- Depresión Atlántica
- Depresión en el Golfo de Cádiz
- Depresiones en rápida circulación a bajas latitudes
- Depresión Térmica Peninsular
- Depresión Peninsular Fría
- Pantano Barométrico

### Procedimiento de clasificación

Para la realización de la clasificación sinóptica de tipos de tiempo, se han utilizado los mapas de análisis del INM (Instituto Nacional de Meteorología) publicados en su boletín diario. El periodo analizado abarca diez años, desde 1986 hasta 1995, y se ha procedido a clasificar sinópticamente cada día del periodo, tomando como tipo de tiempo característico del mismo el existente a las 12:00 horas UTM del boletín del INM. Entre primavera y otoño, también ha sido utilizado el mapa de las 18:00 horas, para discriminar las situaciones de bajas presiones de origen térmico, que se identifican mejor a esta hora que a mediodía, cuando en muchos casos aún no se ha desarrollado dicha configuración.

Por un lado, se ha asignado a cada día la denominación: marítimo, ibérico, continental o local, según el criterio de dirección del flujo del viento a 850hPa expuesto anteriormente.

Por otro lado, el criterio seguido para la asignación del tipo de circulación a 500 hPa, como tipo zonal o meridiano, ha sido el siguiente: se ha analizado sobre el área de estudio el ángulo  $\theta$  que forman las isohipsas en ese mismo nivel con el paralelo geográfico que cruza la misma área (o bien en su entorno próximo cuando el eje de la ondulación coincidiese sobre la misma), tomando como sentido positivo la correspondiente a la dirección del viento. Cuando  $\theta$  se encuentra entre  $\pm 45^\circ$  o es igual a esos mismos valores denominaremos la situación como flujo zonal. Las situaciones meridianas se definen como aquellas en las que  $\theta$  se encuentra entre  $\pm 45^\circ$  y  $135^\circ$ . (Figura 3. 3).



**Figura 3. 3. Ángulo entre las isohipsas y el paralelo utilizado para la determinación del tipo de circulación.**

Las circulaciones desprendidas en el nivel de 500 hPa se han discriminado de forma visual, al observarse una circulación cerrada centrada sobre la Península Ibérica, o bien en sus proximidades, de tal manera que las líneas de geopotencial de dicha circulación afectasen a la misma. Las situaciones retrógradas, aquellas con vientos dominantes del este ( $\theta$  entre  $-135^\circ$  y  $135^\circ$ ), las incluiremos en este tipo de circulación.

Por último, la caracterización de la configuración en superficie, se ha realizado observando la posición geográfica de los centros de acción (depresión o anticiclón) en función del esquema de Font Tullot (1983). Con el fin de distinguir entre distintos tipos posibles (cyclónicos o anticiclónicos) que puedan aparecer de forma simultánea, se ha utilizado como parámetro discriminante el valor de la presión en superficie sobre el área de estudio. Se consideran tipos cyclónicos cuando el valor de la presión es inferior a 1012 mb, siendo, además, la curvatura de las isobaras de tipo cyclónico. En caso contrario denominaremos a la situación como anticiclónica. Los tipos de tiempo que no quedan claramente clasificables según este procedimiento, se han calificado como tipos "No Definidos".

### **Clasificaciones sinópticas tipo**

El resultado de la clasificación diaria de tipos de tiempo, atendiendo a los criterios expuestos, se plasma en la Tabla 3. 1 donde aparecen 31 tipos de tiempo base que se detallan en el Anexo 1. Según el esquema propuesto, se han podido clasificar el 95% de los días del periodo comprendido, quedando el resto de días como tipos no definidos.

La dirección del flujo en el nivel de 850 hPa se divide en cuatro bloques diferenciados: marítimo, ibérico, continental y local.

Dentro de cada bloque, la primera columna indica el tipo de circulación a 500hPa, la segunda columna indica la configuración sinóptica en superficie, y la tercera columna indica el número de tipo de tiempo asignado.

**Tabla 3. 1. Clasificación sinóptica de tipos de tiempo**

Circulación	Configuración	Tipo N°
-------------	---------------	---------

**Flujo Marítimo**

Zonal	Anticiclón de las Azores	1
	Depresión Británica	2
	Circulación a bajas latitudes	3
Meridiano	Anticiclón de las Azores	4
	Anticiclón Atlántico	5
	Depresión Británica	6
	Depresión Golfo de Vizcaya	7
Desprendida	Depresión Mediterráneo-Europea	8
	Depresión Golfo de Vizcaya	9

**Flujo Ibérico**

Zonal	Circulación a bajas latitudes	10
	Depresión Británica	11
	Anticiclón Mediterráneo-Europeo	12
Meridiana	Anticiclón Centroeuropeo	13
	Depresión Británica	14
	Depresión Golfo de Vizcaya	15
Desprendida	Depresión Atlántica	16
	Depresión Golfo de Cádiz	17

**Flujo Continental**

Meridiana	Anticiclón Británico-Europeo	18
	Depresión Mediterráneo-Europea	19
Desprendida	Depresión Mediterráneo-Europea	20
	Anticiclón Continental	21
	Anticiclón Británico- Europeo	22

**Flujo Local**

Zonal	Pantano Barométrico	23
	Baja Térmica	24
	Anticiclón Peninsular	25
Meridiana	Pantano Barométrico	26
	Baja Térmica	27
Desprendida	Pantano Barométrico	28
	Depresión Aislada Peninsular	29
	Baja Térmica	30
	Anticiclón Británico	31

### 3.3 ANÁLISIS DE LOS TIPOS DE TIEMPO

En la Tabla 3. 2 se presenta el resultado del análisis diario realizado en base a la clasificación sinóptica desarrollada; de esta forma, establecemos el número de días que cada tipo de tiempo se observa a lo largo del año. El tipo de tiempo 32 hace referencia a los días no definidos en la clasificación desarrollada.

En los puntos siguientes analizaremos los resultados de esta tabla; primeramente, desde el punto de vista del flujo a 850hPa, en segundo lugar, considerando el tipo de circulación a 500hPa, y por último, atendiendo a las características individuales de cada tipo de tiempo.

**Tabla 3. 2. Distribución mensual del número de días de cada tipo de tiempo durante el periodo 1986-1995.**

NUMERO DE DÍAS POR TIPO DE TIEMPO													
Tipo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Total
1	60	45	94	45	29	46	48	45	37	35	47	56	587
2	30	20	20	17	7	11	10	8	14	22	18	15	192
3	0	8	0	13	5	2	2	0	3	1	1	2	37
4	6	1	1	3	3	0	1	0	3	1	1	4	24
5	4	8	6	10	11	11	3	4	5	9	6	6	83
6	4	4	10	9	5	8	3	5	11	5	10	2	76
7	2	1	0	5	0	3	0	1	1	2	0	0	15
8	2	5	4	7	5	3	1	2	2	3	7	3	44
9	2	1	0	3	2	0	0	1	3	2	5	1	20
10	4	20	4	8	12	0	2	4	6	10	9	31	110
11	25	25	15	20	12	3	7	5	15	20	14	13	174
12	17	18	10	3	2	0	1	0	8	9	11	18	97
13	9	11	11	0	4	0	0	0	2	12	5	6	60
14	4	1	12	11	8	2	4	4	1	26	20	2	95
15	0	0	0	4	1	1	1	1	3	8	1	0	20
16	6	3	3	11	26	3	1	2	14	20	19	7	115
17	5	10	5	13	4	1	0	1	1	15	14	20	89
18	7	2	4	5	8	4	0	4	7	4	15	19	79
19	2	4	1	3	2	1	0	0	0	0	0	0	13
20	6	10	10	16	4	7	0	0	3	7	7	4	74
21	12	5	7	0	0	0	0	0	2	0	2	11	39
22	15	7	6	3	3	6	0	2	6	9	3	4	64
23	2	5	8	7	14	2	4	16	22	10	9	7	106
24	0	0	8	9	40	109	160	159	67	4	0	0	556
25	64	44	36	20	16	0	3	2	12	25	51	60	333
26	0	1	0	0	8	3	2	0	2	1	2	0	19
27	0	0	0	0	3	7	19	9	4	0	0	0	42
28	0	0	3	4	2	1	0	1	0	2	0	0	13
29	3	7	6	28	32	36	3	4	17	11	3	3	153
30	0	0	0	0	10	17	21	19	10	3	0	0	80
31	9	8	0	3	7	0	0	0	1	7	2	5	42
32	10	8	26	20	25	13	14	11	18	17	18	11	191
<b>Total</b>	<b>310</b>	<b>282</b>	<b>310</b>	<b>300</b>	<b>310</b>	<b>300</b>	<b>310</b>	<b>310</b>	<b>300</b>	<b>300</b>	<b>300</b>	<b>310</b>	<b>3642</b>



### 3.3.1 Análisis por tipo de flujo a 850 hPa

#### Generalidades

Tomados globalmente, los tipos marítimos representan el 29,5% de los casos, los ibéricos el 20,7%, los continentales el 7,3% y las configuraciones de tipo local el 36,6%. En la Figura 3. 4, presentamos la distribución mensual del número de días correspondientes a un tipo de flujo para el periodo de estudio.

#### Flujo Marítimo

Las situaciones de tipo marítimo constituyen el segundo tipo más frecuente, con prácticamente el 30% del total de casos. La frecuencia de aparición de los tipos marítimos se distribuye uniformemente durante todo el año variando entre el 30% y el 40% entre noviembre y abril, y descendiendo a valores próximos al 20% entre mayo y agosto.

#### Flujo Ibérico

Las situaciones ibéricas, con un porcentaje anual del 21% de los casos, presentan un máximo durante los meses de otoño e invierno, con valores próximos al 30%, experimentando un considerable descenso en los meses de verano con valores del orden del 5%.

#### Flujo Continental

Los flujos continentales representan el 7% de las situaciones, y aparecen distribuidos a lo largo del año mostrando un máximo entre diciembre y abril con valores ligeramente superiores al 10% de los casos. Durante los meses veraniegos, los tipos continentales no alcanzan el 3% del total de los días.

#### Flujo Local

Los flujos de carácter local son los más frecuentes globalmente, representando casi el 37% de los casos. Los flujos locales muestran un aumento considerable durante el verano, con cerca del 70% de los días en julio y agosto. Durante el resto del año, los tipos locales presentan valores entre el 20% y el 35% del total.

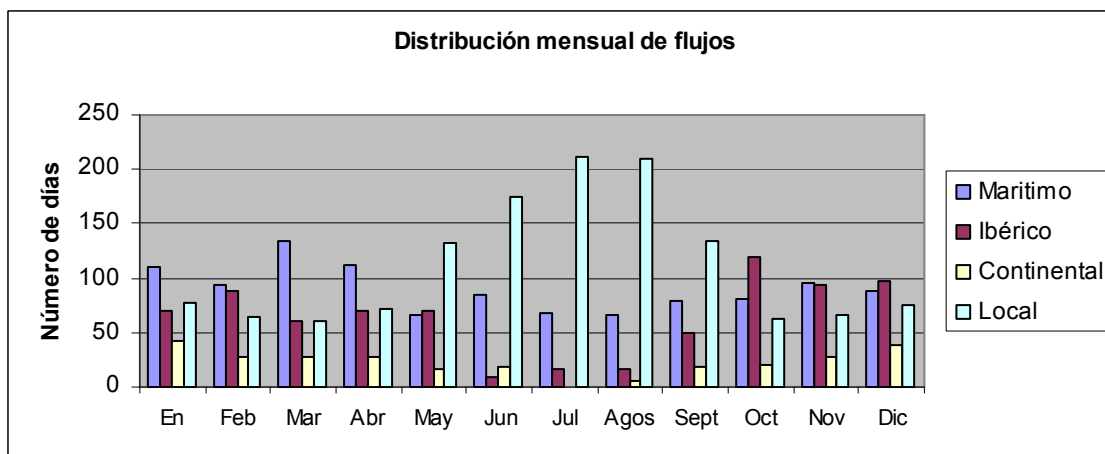


Figura 3. 4. Distribución mensual del número de días correspondientes a un tipo de flujo durante el periodo 1986-1995.

### 3.3.2 Análisis por tipos de circulación a 500 hPa

#### Generalidades

La frecuencia de aparición de tipos de circulación muestra un predominio de la circulación zonal, 60% del total, frente a las meridianas y desprendidas, con el 15% y 19% de los casos respectivamente. En la Figura 3. 5, presentamos la distribución mensual del número de días correspondientes a un tipo de circulación para el periodo de estudio.

#### Circulación Zonal

La distribución anual de la circulación zonal presenta dos máximos: uno en verano, donde alcanza el 80% de los casos, y otro menos acusado en invierno, así como dos mínimos, en primavera y en otoño. La circulación zonal en verano se caracteriza por ser más débil y localizarse a mayores latitudes que en invierno, otoño o primavera.

#### Circulación Meridiana

Las circulaciones meridianas presentan, de forma opuesta a la circulación zonal, su mayor grado de incidencia en otoño y primavera, pudiendo alcanzar hasta el 25% de los casos, y con dos mínimos en verano e invierno.

#### Circulación Desprendida

Las circulaciones desprendidas presentan una evolución estacional similar a las de tipo meridiano, con un mayor grado de incidencia en otoño y primavera, donde en mayo alcanza el 30% de los casos, y con dos mínimos en verano e invierno.

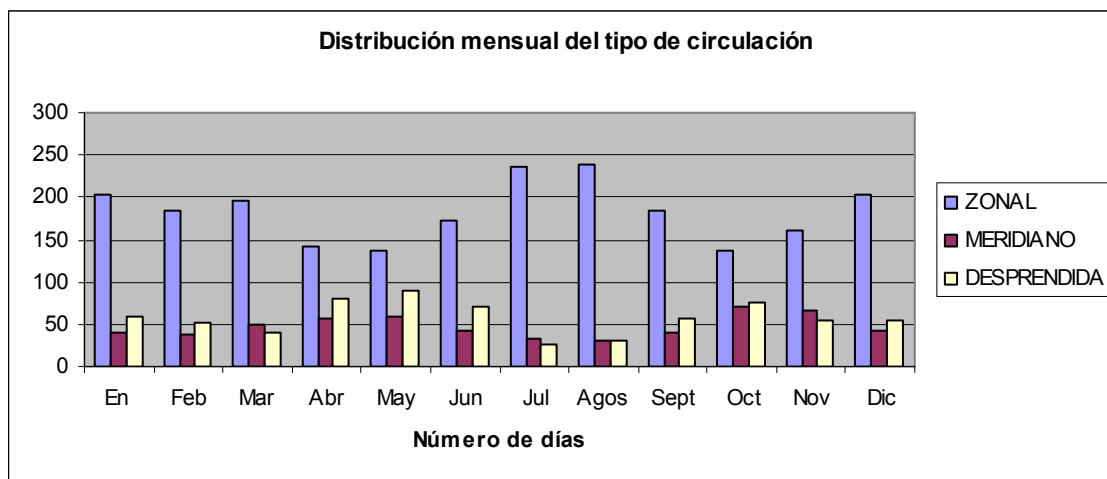


Figura 3. 5. Distribución mensual del número de días correspondientes a un tipo de circulación durante el periodo 1986-1995.

### 3.3.3 Análisis en función de los tipos de tiempo

#### Generalidades

De los 31 tipos de tiempo expuestos, tan solo tres de ellos suman el 40% de los casos. El tipo 1 (Anticiclón de las Azores), con el 16% del total de casos, se distribuye casi homogéneamente a lo largo del año. El tipo 24 (Baja Térmica), con el 15% de los casos, se presenta principalmente en verano, y el tipo 25 (Anticiclón Peninsular), con el 9%, en invierno. El resto de los tipos de tiempo presentan una frecuencia menor al 5%, destacando entre ellos (con este mismo valor) los tipos 2 y 11 (Depresión Británica, con flujo marítimo e ibérico respectivamente), que se presentan principalmente en invierno, y el tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular), en primavera. La Figura 3. 6 presenta el número de días correspondientes a cada tipo de tiempo durante el periodo en estudio.

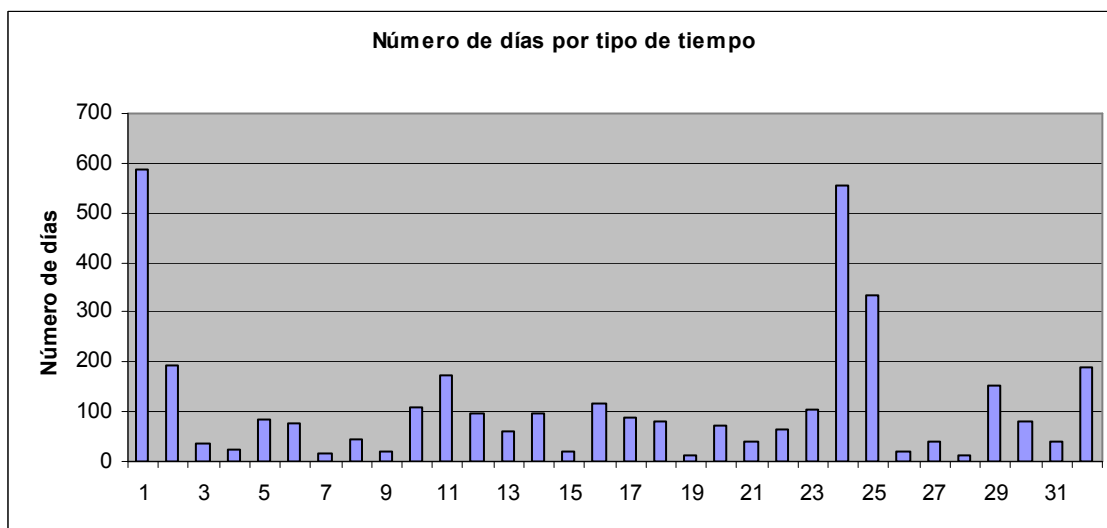
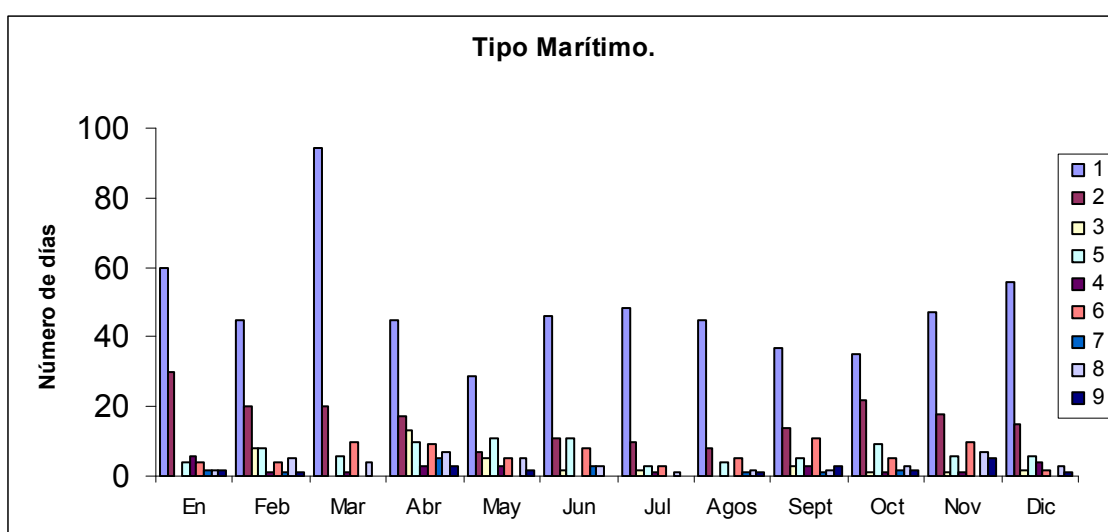


Figura 3. 6. Distribución de número de días correspondientes a un tipo de tiempo durante el periodo 1986-1995.

### Tipos marítimos

De las 9 configuraciones sinópticas que conforman el tipo marítimo, destaca el tipo 1 (Anticiclón de las Azores), con un frecuencia del 54% de los casos, seguido del tipo 2 (Depresión Británica), con el 18%.

En la Figura 3. 7 presentamos la distribución mensual de los tipos marítimos durante el periodo de estudio. El tipo1 presenta una frecuencia de aparición muy homogénea a lo largo del año, apreciándose, no obstante, un máximo en marzo y un mínimo en mayo. El tipo 2 muestra un máximo en los meses de invierno, y un mínimo entre mayo y agosto. El resto de los tipos marítimos, presentan una frecuencia de aparición escasa (entre el 1% y el 7%), y aparecen principalmente durante primavera y otoño.



**Figura 3. 7. Distribución mensual del número de días correspondientes a los tipos marítimos durante el periodo 1986-1995.**

### Tipos ibéricos

Entre los tipos ibéricos, el más frecuente resulta ser el tipo 11 (Depresión Británica con circulación zonal), con el 23% de los casos. Seguidamente se sitúan los tipos 10 (Circulación a bajas latitudes), 12 (Anticiclón Mediterráneo-Europeo), 14 (Depresión Británica, circulación meridiana), 16 (Depresión Atlántica) y 17 (Depresión Golfo de Cádiz), con una frecuencia que oscila entre el 12 y el 15%. Finalmente, los tipos 13 (Anticiclón Centroeuropeo) y 15 (Depresión Golfo de Vizcaya) son los más escasos, con el 8% y 2,5% respectivamente.

En la Figura 3. 8 presentamos la distribución mensual de los tipos marítimos durante el periodo de estudio. El tipo 11 presenta un máximo en los meses de invierno y un mínimo en verano, al igual que el tipo 10. Los tipos anticiclónicos 12 y 13 aparecen en invierno, y el resto de tipos predominan en otoño y primavera, destacando la elevada frecuencia del tipo 16 en mayo, con el 38% de los casos de flujo ibérico.

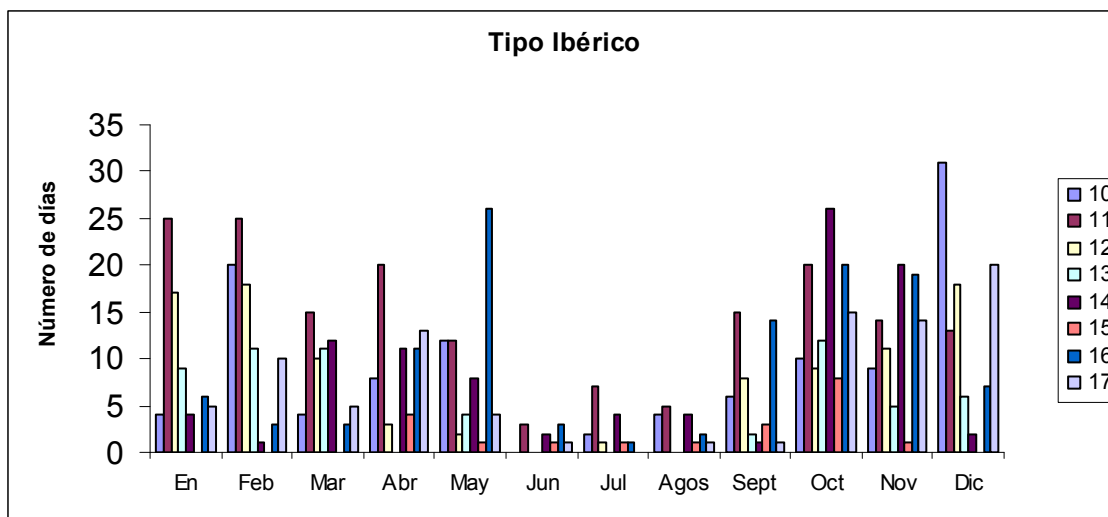


Figura 3. 8. Distribución mensual del número de días correspondientes a los tipos ibéricos durante el periodo 1986-1995.

### Tipos continentales

Los tipos continentales más frecuentes son los tipos 18 (Anticiclón Británico, circulación meridiana), tipo 22 (Anticiclón Británico, circulación desprendida), y el tipo 20 (Depresión Mediterráneo-Europea). Estos tipos de tiempo presentan similares frecuencias de aparición y suman el 80% de los casos que nos ocupan. Los tipos continentales están circunscritos al periodo comprendido entre noviembre y abril principalmente, siendo muy escasos en verano. En la Figura 3. 9 presentamos la distribución mensual de los tipos continentales durante el periodo de estudio.

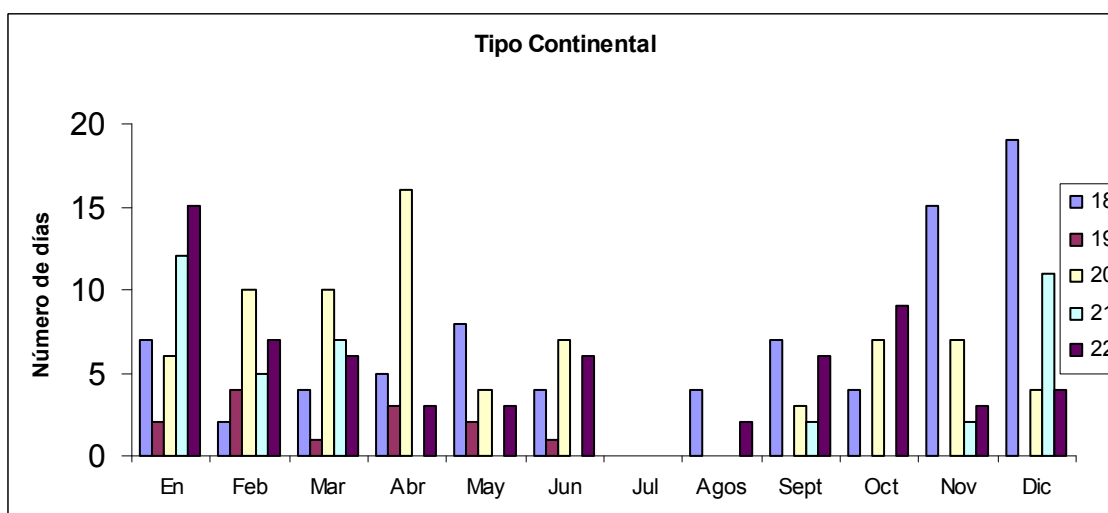


Figura 3. 9. Distribución mensual del número de días correspondientes a los tipos continentales durante el periodo 1986-1995.

### Tipos locales

Entre los tipos locales destacan por su frecuencia de aparición los tipos 24 (Baja Térmica con circulación zonal) y el 25 (Anticiclón Peninsular), con el 41% y 25% de los casos respectivamente. A continuación figuran el tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular), con un 11%, y el 23, con el 8% de los casos. El resto de tipos de tiempo locales tienen una frecuencia de aparición menor al 5%.

En la Figura 3. 10 presentamos la distribución mensual de los tipos locales durante el periodo de estudio. Los tipos 24, 27, 30, correspondientes a situaciones de Baja Térmica (con circulación zonal, meridiana y desprendida respectivamente), y los tipos 23, 26 y 28, (con circulación zonal, meridiana y desprendida respectivamente), aparecen fundamentalmente en los meses veraniegos. Los tipos anticiclónicos 25 y 31, son característicos del invierno, y el tipo 29, en primavera y en menor medida otoño.

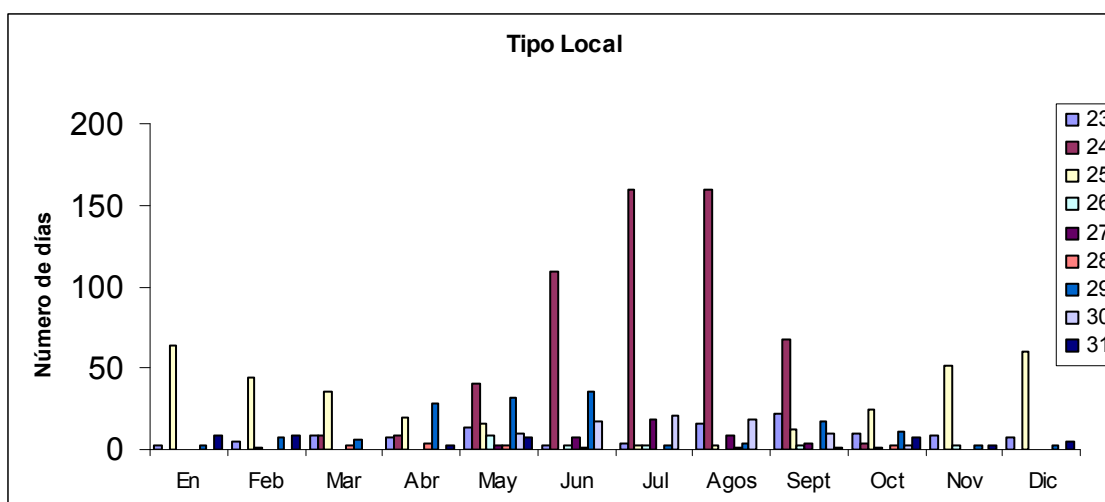


Figura 3. 10. Distribución mensual del número de días correspondientes a los tipos locales durante el período 1986-1995.

## 3.4 CONCLUSIONES

a) Se ha realizado una clasificación sinóptica de tipos de tiempo en función de la dirección del flujo a 850hPa, el tipo de circulación a 500hPa y la configuración sinóptica en superficie. En base a ella, el 95% de los días han podido ser clasificados.

b) Existen tres situaciones meteorológicas que constituyen el 40% de los días del periodo 1986-1995: el tipo 1 (Anticiclón de las Azores), con el 16% del total de los casos, que se distribuye casi homogéneamente a lo largo del año.; el tipo 24 (Baja Térmica), con el 15% de los casos, que se presenta principalmente en verano, representando el 50% en esta época.; el tipo 25 (Anticiclón Peninsular), con el 9% de los casos, se presenta principalmente en invierno, y constituye el 20% de los casos en esta época del año. En un segundo orden de importancia podemos destacar los tipos 2 (Depresión Británica, flujo marítimo) y 11

(Depresión Británica, flujo ibérico), que se presenta principalmente en invierno, y el tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular), propio de la primavera. Estos últimos tipos de tiempo suponen el 15% del total de las situaciones.

c) Los flujos marítimos representan el 30% de los casos totales, variando entre el 30% y el 40% entre noviembre y abril, y el 20% entre mayo y agosto. Los flujos Ibéricos representan el 21% de los días, ascendiendo hasta el 30% en otoño e invierno y bajando al 5% en verano. Los flujos continentales son los menos frecuentes, con el 7% de las situaciones, mostrando un 10% de los casos entre diciembre y abril, no alcanzando el 3% en verano. Por último, las configuraciones locales representan el 36% del total los días, ascendiendo a 70% en los meses de verano.

d) La circulación de tipo zonal es la más frecuente con el 60% de los casos, alcanzando el 80% de los casos en verano y el 75% en invierno. La circulación meridiana representa el 15% de los casos, con un máximo en primavera y otoño del 25% de los días en estas épocas. Las circulaciones de tipo desprendido suponen el 20% de los casos, con un máximo del 30% en mayo.

Los resultados obtenidos en este estudio se ajustan a la dinámica atmosférica esperada para nuestra situación geográfica si adoptamos como patrón de circulación atmosférica el basado en las tres células de circulación básicas: La célula de Hadley, de Ferrel y la célula Polar.

Este patrón de circulación atmosférica determina la existencia de los llamados “Centros de Acción” o regiones en las que se generan las masas de aire que definen el tiempo atmosférico. Existen, en el conjunto del planeta, una serie de altas y bajas presiones donde se concentran la mayor parte de los centros de acción. Son los centros de acción permanentes. Otros, tienen un carácter temporal. Estas regiones son: las bajas presiones ecuatoriales o Zona de Convergencia Intertropical, las altas presiones subtropicales que por su estabilidad tienen nombre: como los anticiclones de las Azores, Hawai, Índico, del Pacífico Sur o del Atlántico Sur; las bajas presiones polares que definen el Frente Polar; y las altas presiones polares, que también tienen nombre, como los anticiclones ártico, antártico, canadiense o siberiano.

Los centros de acción no son estáticos, sino que se desplazan de norte a sur en verano y en invierno con el desplazamiento aparente del sol, en el llamado balanceo estacional. Además, existen otros centros de acción secundarios que afectan a lugares concretos y en determinadas estaciones, y que provocan tipos de tiempo específicos, como las depresiones del mar de Liguria o la de Sonora (México).

En nuestro caso el tipo 1 (Anticiclón de las Azores) es una alta presión subtropical de carácter semipermanente cuyo origen se encuentra en la subsidencia del aire de origen ecuatorial (Célula de Hadley); es por ello que su frecuencia de aparición es similar durante todo el año y la configuración sinóptica que más influye en el tiempo de nuestra región de estudio.

El tipo 24 (Baja Térmica) es una baja presión de origen térmico, típica del verano, que aparece sobre el interior de la Península Ibérica y/o sobre el norte de África debido al fuerte calentamiento solar que se produce en verano a mediodía. El desplazamiento que

hacia las altas latitudes experimenta el Frente Polar (región de transición entre el aire cálido tropical y el frío polar) en verano, favorece la aparición de este tipo de circulaciones de viento de carácter local sobre la Península Ibérica.

El tipo 25 (Anticiclón Peninsular), aparece principalmente en los meses invernales. Uno de los factores de su aparición es el enfriamiento que experimenta el aire que se asienta sobre la Península Ibérica en invierno.

Los tipos 2 y 11 (Depresión Británica), se originan en el Atlántico y van ligadas a la posición y ondulación del frente polar, cuya latitud desciende en los meses invernales.

Finalmente el tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular), es una depresión que se centra en torno a la Península ibérica y tiene su origen en la ruptura del frente polar y en el desprendimiento de masas de aire frío hacia latitudes más bajas, donde quedan aisladas y rodeadas de un entorno más cálido. Este hecho es más frecuente en primavera.



**CAPÍTULO 4: CARACTERÍSTICAS  
DE LA ACTIVIDAD ELÉCTRICA EN  
FUNCIÓN DE LAS SITUACIONES  
METEOROLÓGICAS.**



# **CAPÍTULO 4: CARACTERÍSTICAS DE LA ACTIVIDAD ELÉCTRICA EN FUNCIÓN DE LAS SITUACIONES METEOROLÓGICAS.**

## **4.1 INTRODUCCIÓN**

En este capítulo analizaremos las características de la actividad eléctrica registrada durante el periodo de estudio dado, tomando como base la clasificación sinóptica desarrollada en el capítulo 3.

El análisis de la actividad eléctrica lo realizaremos sobre una base mensual, es decir estudiaremos la actividad eléctrica que ocurre cada mes del año y para cada situación meteorológica tipo. Para ello, el procedimiento que vamos a seguir para realizar este análisis se fundamenta en el estudio de los siguientes puntos:

- 1) Determinación del número de días mensuales correspondientes para cada tipo de tiempo en el periodo 1992-1996. En la Tabla 4. 1 presentamos la distribución mensual del número de días correspondientes a cada tipo de tiempo
- 2) Estudio del número y del porcentaje mensual de los días de tormenta para cada tipo de tiempo. Definimos día de tormenta como aquel en el que el sistema de detección de rayos registra al menos un rayo en toda el área de estudio. En las Tabla 4. 2 y la Tabla 4. 3 se presentan el número y el porcentaje mensual de días de tormenta para cada tipo de tiempo respectivamente.
- 3) Estudio del número total de rayos mensual para cada tipo de tiempo, contabilizados en toda el área de estudio. En la Tabla 4. 4 presentamos la distribución mensual del número de rayos para cada tipo de tiempo.
- 4) Estudio del número medio de rayos por día de tormenta. Este parámetro se calcula como la razón entre el número total de rayos contabilizados en todo el territorio durante un mes, y el número de días de tormenta correspondiente a ese mismo mes. En la Tabla 4. 5 presentamos la distribución mensual del número medio de rayos por día de tormenta y para cada tipo de tiempo.
- 5) Estudio del número máximo de rayos registrados en 24 horas durante un mes dado y para cada tipo de tiempo. En la Tabla 4. 6 presentamos la distribución mensual del número máximo de rayos en 24 horas para cada tipo de tiempo.
- 6) Estudio del número y porcentaje de rayos positivos contabilizados en toda el área de estudio. En la Tabla 4. 7 y la Tabla 4. 8 presentamos la distribución mensual del número y porcentaje de rayos positivos respectivamente para cada tipo de tiempo.

Por otro lado, debemos hacer notar que en algunos casos el número de días mensual de tormenta, es un valor muy bajo respecto al total de días en el periodo de estudio. Por tanto, la significación estadística puede ser escasa a la hora de obtener conclusiones en base a estos datos.

#### 4.1 NÚMERO DE DÍAS CORRESPONDIENTES A CADA SITUACIÓN METEOROLÓGICA DURANTE EL PERÍODO 1992-1996.

En este punto estudiaremos brevemente la frecuencia de aparición durante el periodo 1992-1996 de las 31 situaciones meteorológicas tipo establecidas en el capítulo 3. Este estudio nos servirá como punto de partida del estudio de las características de la actividad eléctrica en función de las condiciones meteorológicas definidas por las configuraciones tipo. En la Tabla 4. 1 presentamos la distribución mensual del número de días correspondientes a cada tipo de tiempo, así como el número de días totales correspondientes a cada tipo de tiempo del periodo 1992-1996 y que han sido computados sumando las columnas de la Tabla 4. 1. El número de días totales que se presenta tipo de tiempo en el periodo 1992-1996 están representados en la Figura 4. 1.

Del análisis de la Figura 4. 1 concluimos que la frecuencia de aparición de los tipos de tiempo en el periodo 1992-1996, resulta ser similar a la del periodo 1986-1995. Las configuraciones tipo más frecuentes son el tipo 1 (Anticiclón de las Azores), que se distribuye de forma homogénea a lo largo del año; el tipo 24 (Baja Térmica) que se presenta principalmente en verano; el tipo 25 (Anticiclón Peninsular), propio de los meses invernales. En un segundo término de importancia aparecen el tipo 2 (Marítimo, Depresión Británica) y el tipo 11 (Ibérico, Depresión Británica) que aparecen principalmente en invierno y otoño; el tipo 16 (Depresión Atlántica) y el tipo 29 (presión Aislada Peninsular), propios de la primavera.

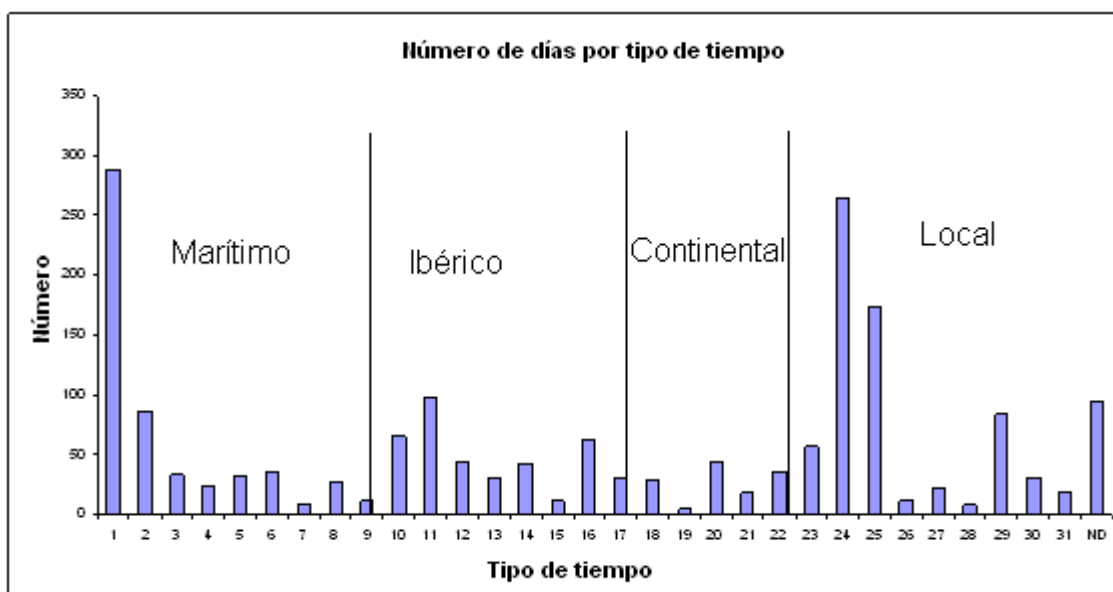


Figura 4. 1. Distribución del número de días correspondientes a cada tipo de tiempo durante el periodo de estudio de rayos (1992-1996)

**Tabla 4. 1. Distribución mensual de los tipos de tiempo durante el periodo de estudio de rayos (1992-1996)**

Número de días por tipo													
Tipo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Total
1	19	28	41	24	13	21	21	21	29	16	26	29	288
2	11	8	5	6	1	3	4	4	9	13	13	9	86
3	0	3	5	4	6	0	0	0	8	3	1	3	33
4	6	3	0	3	2	0	2	0	3	2	1	2	24
5	2	4	2	4	1	9	1	2	5	2	0	0	32
6	3	3	2	5	1	3	2	2	7	4	2	1	35
7	1	0	0	3	2	2	0	0	0	0	0	0	8
8	1	4	3	3	3	1	2	2	2	2	2	2	27
9	1	0	0	1	3	0	0	2	2	0	3	0	12
10	3	5	4	4	9	0	2	1	7	10	4	16	65
11	15	12	5	11	7	2	5	2	8	10	9	12	98
12	12	12	8	0	2	0	0	0	0	4	5	2	45
13	3	4	5	0	3	1	0	0	0	11	2	2	31
14	6	1	4	5	5	0	1	2	1	8	7	2	42
15	0	0	0	2	1	0	0	1	3	1	3	0	11
16	7	3	7	1	25	0	0	2	0	4	6	8	63
17	4	3	2	1	2	1	0	1	0	5	2	9	30
18	4	2	6	4	0	4	0	4	0	0	4	1	29
19	1	2	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	5
20	2	4	8	9	5	3	0	0	1	7	1	5	45
21	5	1	0	2	0	0	0	0	0	0	1	9	18
22	7	6	2	3	0	5	0	1	4	6	0	1	35
23	2	2	4	11	4	4	3	7	11	2	4	3	57
24	0	0	4	9	26	49	78	78	19	1	0	0	264
25	27	18	18	18	7	2	2	2	5	17	33	25	174
26	0	0	0	0	4	2	0	1	3	0	2	0	12
27	0	0	0	0	1	0	12	8	2	0	0	0	23
28	0	0	0	0	4	1	0	1	0	2	0	0	8
29	5	3	1	12	7	18	1	2	13	8	7	7	84
30	0	0	0	0	2	13	10	6	0	0	0	0	31
31	6	3	3	0	1	0	0	0	1	3	0	1	18
ND	2	8	16	4	8	5	9	3	7	14	12	6	94
<b>Total</b>	<b>155</b>	<b>142</b>	<b>155</b>	<b>150</b>	<b>155</b>	<b>150</b>	<b>155</b>	<b>155</b>	<b>150</b>	<b>155</b>	<b>150</b>	<b>155</b>	<b>1827</b>

## 4.2 NÚMERO Y PORCENTAJE DE DÍAS CON TORMENTA

Como primer paso al análisis de la actividad eléctrica sobre el territorio en estudio, estudiaremos la distribución mensual del porcentaje del número de días con tormenta para cada tipo de tiempo. Este parámetro queda determinado por la relación entre el número de días en que se produce al menos 1 rayo, y el número total de días para un tipo de tiempo dado.

En la Tabla 4. 2 y la Tabla 4. 3 se presentan para cada tipo de tiempo, la distribución mensual del número de días con tormenta y su porcentaje respectivamente, así como los valores totales para cada mes y tipo de tiempo.

Primeramente, debemos notar que la información que reportan estas dos tablas es complementaria, es decir, a partir del porcentaje de días de tormenta podemos encontrar el número de días de tormentas a partir de la Tabla 4. 1, donde figuran el número total de días correspondiente a un tipo de tiempo dado.

Por otro lado, se observa que un tipo de tiempo con un elevado número de días de tormenta puede presentar un bajo porcentaje de días de tormenta debido a su elevada frecuencia de aparición, como ocurre en el caso del tipo de tiempo 1 (Anticiclón de las Azores). De forma inversa podemos encontrar tipos de tiempo poco frecuentes, que sin embargo que presentan elevados porcentajes de días con rayos, especialmente al analizarlos mensualmente.

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, nos centraremos a continuación a analizar el porcentaje de días con tormenta correspondiente a cada tipo de tiempo que pertenece a un flujo dado: Marítimo, Ibérico, Continental y Local.

### Generalidades

En la Figura 4. 1 presentamos el número total de días con tormenta para cada tipo de tiempo, y en la Figura 4. 2 el porcentaje de días con tormenta para cada tipo de tiempo respectivamente. Estos valores han sido computados desde la Tabla 4. 2 sumando por columnas o meses el número total de rayos. En ellas se observa que el tipo 24 (Baja Térmica), a pesar de presentar el mayor número de días con tormenta, tiene un porcentaje de días con tormenta de solo el 30%, esto debido precisamente al elevado número de días en que se produce esta situación sin que se contabilice un rayo.

Los tipos de tiempo con mayor porcentaje de días con rayos son: el tipo 15 (Depresión Golfo de Vizcaya) con un 72%, seguido de los tipos marítimos 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, el tipo Continental 19 y los tipos locales 26, 28 y 30 con valores situados entre el 50- 65%. Los tipos de carácter anticiclónico son los que presentan un menor porcentaje de días con tormenta, de hecho los tipos 1, 5, 12, 13, 21 y 22 presentan valores por debajo del 10%, y los tipos 18, 25 y 31 valores nulos. El resto de tipos de tiempo tienen un porcentaje de días con tormenta que se sitúa entre el 10% y el 40%.

Por otro lado, de la Tabla 4. 3 observamos que mayo y junio son los meses en los cuales se producen un mayor número de días de tormenta, con valores que alcanzan el 44% en mayo y el 39% en junio. Entre noviembre y marzo este porcentaje disminuye hasta el 15%.

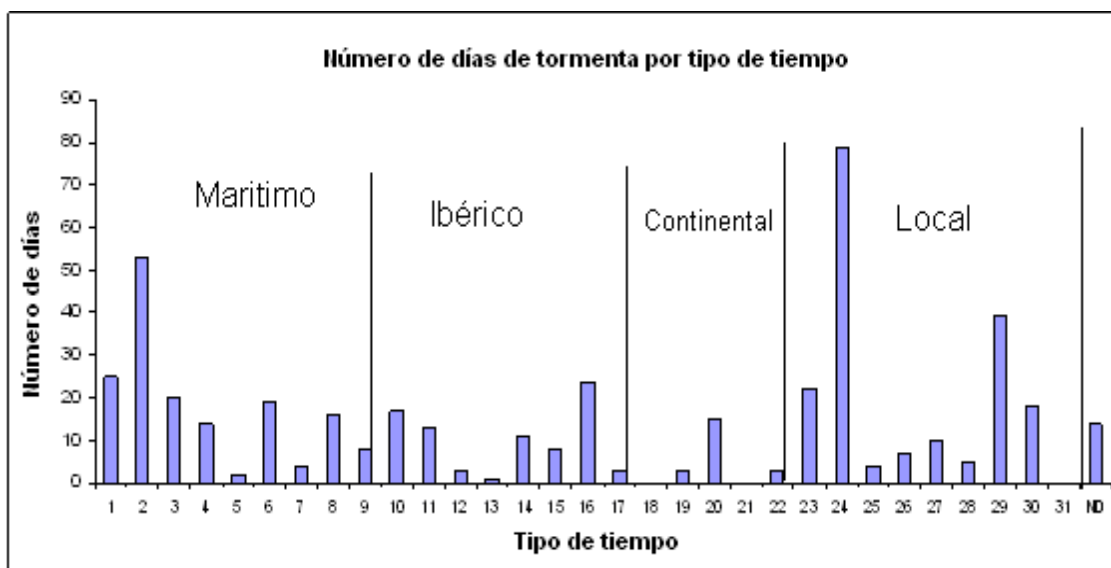


Figura 4. 2. Distribución del número de días con tormenta para cada tipo de tiempo en el periodo 1992-1996

Tabla 4. 2. Distribución mensual del número de días con tormenta por tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996

Número de días con rayos y por tipo

Tipo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Total
1	4	4	2	3		4	1	3	3	1			25
2	5	5	5	4	1	2	3	1	8	5	8	6	53
3		3	1	4	3	1			1	3	1	3	20
4	2	3		3	1				2	1	1	1	14
5	1			1									2
6	3	1	2	2	1	3	2		1	3		1	19
7				1	2	1							4
8	1	3	3	1	1	1	1		2	1	1	1	16
9					2			2	2		2		8
10	1	1	1	2	2				2	3	1	4	17
11	3	1			1	1	1		4	1		1	13
12			1		2								3
13					1								1
14	1			4	1			1		3	1		11
15				1	1				3		3		8
16	1		1	1	16			1		1	2	1	24
17					2							1	3
18													0
19		2		1									3
20		2	1	4	1	3				3		1	15
21													0
22						2			1				3
23			3	3	3	2	2	3	3	2		1	22
24					9	17	23	25	5				79
25					1					2	1		4
26					2	1	1		3				7
27							3	7					10
28					3			1		1			5
29	3			8	7	12		2	4	1	1	1	39
30						8	6	4					18
31													0
ND		1			5		3	3	2				14
Total	25	26	20	43	68	58	45	54	46	31	22	22	460

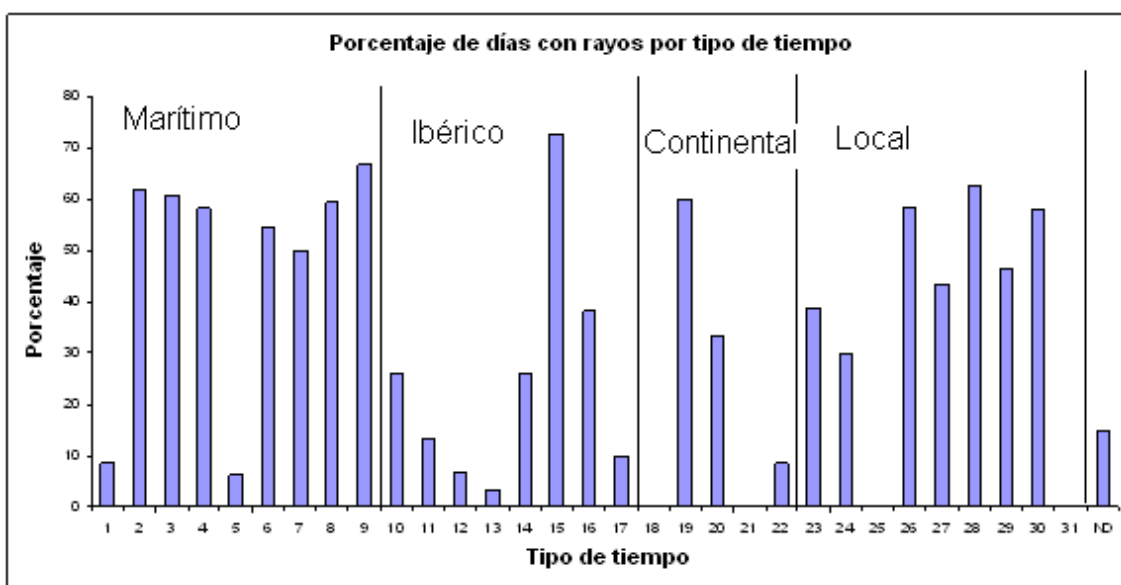


Figura 4. 3. Distribución del porcentaje de días con tormenta para cada tipo de tiempo en el periodo 1992-1996

**Tabla 4. 3. Distribución mensual del porcentaje de días con tormenta por tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996**

Porcentaje de días con rayos.													
Tipo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Total
1	21,1	14,3	4,9	12,5	0	19	4,8	14,3	10,3	6,3	0	0	8,7
2	45,5	62,5	100	66,7	100	66,7	75,0	25	88,9	38,5	61,5	66,7	61,6
3		100	20	100	50				12,5	100	100	100	60,6
4	33,3	100		100	50		0		66,7	50	100	50	58,3
5	50,0	0	0	25	0	0	0	0	0	0			6,3
6	100	33,3	100	40	100	100	100	0	14,3	75	0	100	54,3
7	0			33,3	100	50							50,0
8	100	75	100	33,3	33,3	100	50	0	100	50	50	50	59,3
9	0			0	66,7			100	100		66,7		66,7
10	33,3	20	25	50	22,2		0	28,6	30	25	25		26,2
11	20	8,3	0	0	14,3	50	20	0	50	10	0	8,3	13,3
12	0	0	12,5	0	100					0	0	0	6,7
13	0	0	0	33,3	0					0	0	0	3,2
14	16,7	0	0	80	20		0	50	0	37,5	14,3	0	26,2
15				50	100			0	100	0	100		72,7
16	14,3	0	14,3	100	64			50	100	25	33,3	12,5	38,1
17	0	0	0	0	100	0		0		0	0	11,1	10,0
18													0,0
19	0	100		100		0							60,0
20	0	50	12,5	44,4	20	100			0	42,9	0	20	33,3
21													0,0
22	0	0	0	0		40		0	25	0			8,6
23	0	0	75	27,3	75	50	66,7	42,9	27,3	100	0	33,3	38,6
24			0	0	34,6	34,7	29,5	32,1	26,3	0			29,9
25	0	0	0	0	14	0	0	0	0	11,8	3	0	2,3
26					50	50		100	100		0		58,3
27					0		25	87,5	0				43,5
28					75	0		100		50			62,5
29	60	0	0	66,7	100	66,7	0	100	30,8	12,5	14,3	14,3	46,4
30					0	61,5	60	66,7					58,1
31													0,0
ND	0	12,5	0	0	62,5	0	33,3	100	28,6	0	0	0	14,9
Total	16,1	18,3	12,3	28,7	43,9	38,7	29,1	34,8	30,7	20	14,7	14,2	25,1

Flujos marítimos

Los flujos marítimos presentan un promedio anual de un 30% de días de tormenta, mostrando valores máximos en torno al 35% durante enero, febrero, abril, mayo y junio, mientras que los valores mínimos, en torno al 20%, se observan en marzo, agosto y diciembre. El número de rayos que se producen bajo este tipo de flujo es escaso, no llegando al 10% del total, si bien, entre noviembre y marzo el 85% de los rayos registrados lo son bajo flujos de tipo marítimo.

Todos los tipos marítimos presentan globalmente un porcentaje de días de tormenta entre el 50-70%, exceptuando el tipo 1 (Anticiclón de las Azores) y el tipo 5 (Anticiclón Atlántico) que no alcanzan el 10%.

Analizando la distribución anual del porcentaje de días de tormenta para los tipos marítimos que figura en la Tabla 4. 3, observamos lo siguiente:

- a) El tipo1 (Anticiclón de las Azores) muestra porcentajes en torno al 10% durante todo el año excepto en otoño, donde este porcentaje es próximo a cero.
- b) El tipo 2 (Depresión Británica) muestra valores similares a lo largo del año, entre el 55% del otoño a 70% del verano y primavera.
- c) El tipo 3 (Circulación a bajas latitudes) presenta un máximo en otoño (100%) y primavera (80%) y un mínimo en verano (12%).
- d) El tipo 4 (Anticiclón de las Azores, circulación meridiana) presenta un máximo (80-60%) entre otoño y primavera y un mínimo nulo en verano.
- e) El tipo 5 (Anticiclón Atlántico) solamente presenta cierta actividad en invierno y primavera con cerca del 10% de días con tormenta.



f) El tipo 6 (Depresión Británica, circulación meridiana) presenta un mínimo en verano del 27% y valores similares, entre el 60 - 75%, el resto del año.

g) El tipo 7 (Depresión Golfo de Vizcaya) se presenta principalmente en primavera, mostrando un 60 % de días de tormenta.

h) El tipo 8 (Depresión Mediterráneo-Europea) presenta un máximo de un 87% de días con tormenta en invierno, y valores del 50% durante el resto del año.

i) El tipo 9 (Depresión Golfo de Vizcaya) presenta en verano un máximo del 100% de días con tormenta.

### Flujos ibéricos

Los flujos ibéricos presentan en promedio un 20% de días con rayos. En mayo y septiembre muestran dos máximos (50%) de días de tormenta. En julio y entre los meses de diciembre y marzo el porcentaje de días con tormenta desciende hasta el 10% o inferior. Entre los tipos ibéricos destacan el tipo 15 (Depresión Golfo de Vizcaya) con un 72% de días con rayo, seguido del 16 (Depresión Atlántica) con el 38%. Los tipos 10 (Circulación a bajas latitudes) y 14 (Depresión Británica, meridiana) muestran un porcentaje del 26%, y el resto de tipos valores próximos o inferiores al 10%.

Analizando la distribución anual del porcentaje de días de tormenta para los tipos ibéricos que figura en la Tabla 4. 3, observamos lo siguiente:

a) El tipo 10 (Circulación a bajas latitudes) presenta valores del porcentaje de días de tormenta semejantes a lo largo del año. Estos valores varían entre el 20% en verano y el 30% en primavera.

b) El tipo 11 (Depresión Británica, zonal) presenta un máximo en verano con un 33% de días de tormenta y un mínimo de 6% en otoño. En primavera e invierno presenta valores cercanos al 10%.

c) Los tipos anticiclónicos 12 (Anticiclón Mediterráneo-Europeo) y 13 (Anticiclón Centroeuropeo) presentan pocos días con rayos, en concreto cuatro días en todo el periodo. Estos días ocurren en primavera, estación en la que el número de días correspondiente a este tipo de tiempo es también escaso y por ello obtenemos en algún caso un porcentaje de días con rayos elevado. La actividad tormentosa observada probablemente responda a un elevado calentamiento diurno, típico de estas situaciones en esta época del año.

d) El tipo 14 (Depresión Británica, meridiana) presenta un máximo en primavera con un 50% de los casos y un mínimo en invierno con apenas el 10%. Verano y otoño presentan valores similares y situados en torno al 25% de días en que se detectan rayos.

e) El tipo 15 (Depresión Golfo de Vizcaya) presenta valores elevados, entre un 66% y un 75%, durante primavera, verano y otoño, no habiéndose observado este tipo de tiempo en invierno.

f) El tipo 16 (Depresión Atlántica) presenta un máximo en primavera con un 65% de los días con rayos, En invierno se observa un mínimo con el 12% de los casos. En verano y otoño el porcentaje de días con rayos presenta un 50% y 22% respectivamente.

g) El tipo 17 (Depresión Golfo de Cádiz) presenta solamente tres días de tormenta en todo el periodo, lo que supone un 10% de casos con tormenta. No obstante, en mayo se producen dos de estos tres días de tormenta, lo que supone para este mes el 100% de los casos con tormenta.

#### Flujos continentales

Los flujos continentales presentan en promedio un 15% de días de tormenta, con un máximo en torno al 30-40% en los meses de junio, abril y febrero, mientras que en enero, marzo, agosto y diciembre, los días de tormenta son en general nulos o del orden del 10% en algún caso. Los tipos 19 (Depresión Mediterráneo-Europea, meridiana) y 20 (Depresión Mediterráneo-Europea, desprendida), con el 60% y el 33% de días con tormenta respectivamente, destacan del resto de situaciones que, o bien no presentan días con rayos, o estos son inferiores al 10% de los días.

Analizando la distribución anual del porcentaje de días de tormenta para los tipos ibéricos que figura en la Tabla 4. 3, observamos lo siguiente:

a) Los tipos 19 (Depresión Mediterráneo-Europea, meridiana) y 20 (Depresión Mediterráneo-Europea, desprendida) presentan en invierno valores próximos a 20% y en primavera al 50% de días con tormenta.

b) Los tipos 18 (Anticiclón Británico-Europeo, meridiana) y 21 (Anticiclón Continental) no presentan actividad eléctrica alguna.

c) El tipo 22 (Anticiclón Británico-Europeo, desprendida) presenta solamente actividad eléctrica en primavera y en verano con valores del orden del 25 y 20% de los casos respectivamente.

#### Flujos locales

Los flujos locales presentan un promedio de 27% de días con tormenta, con un máximo en primavera y verano donde se observan valores entre el 40% y el 50% de días con tormenta, y un mínimo en invierno y otoño con valores nulos o inferiores al 10%. Los tipos 26 (Pantano Barométrico, meridiana), 28 (Pantano Barométrico, desprendida), 29 (Depresión Aislada Peninsular) y 30 (Baja Térmica, desprendida) muestran los valores más elevados, que se sitúan entre el 45% y el 60% de días de tormenta. Los tipos de tiempo 23 (Pantano Barométrico, zonal), y el 24 (Baja Térmica, zonal) muestran valores inferiores de 38% y 30% respectivamente. Los tipos 25 (Anticiclón Peninsular) y 31 (Anticiclón Británico) no presentan días de tormenta.

Analizando la distribución anual del porcentaje de días de tormenta para los tipos locales que figura en la Tabla 4. 3, observamos lo siguiente:

a) El tipo 23 (Pantano Barométrico, zonal) muestra un porcentaje próximo a 40% durante todo el año.

- b) El tipo 24 (Baja Térmica, zonal), que solamente presenta actividad eléctrica entre mayo y septiembre, lo hace con un porcentaje de días de tormenta del 30%, que resulta ser similar todos los meses.
- c) El tipo 26 (Pantano Barométrico, meridiana) solo se presenta en primavera y verano con un porcentaje de días con rayos del 50% y el 100% respectivamente.
- d) El tipo 27 (Baja térmica, meridiana) presenta en verano un porcentaje de días de tormenta próximo al 50%.
- e) El tipo 28 (Pantano Barométrico, desprendida) se presenta en escasas ocasiones con un porcentaje de días de tormenta que varía entre un 50% en primavera y otoño, hasta un 100% en verano.
- f) El tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular) presenta un máximo en primavera con casi el 75% de días con rayos, y un mínimo en otoño con el 14%. Durante invierno y verano el porcentaje de días con tormenta se sitúa próximo al 35%.
- g) El tipo 30 (Baja Térmica, desprendida) aparece primavera y verano con un porcentaje de días de tormenta de un 55% y un 62% respectivamente.

### **4.3 NÚMERO DE RAYOS POR TIPO DE TIEMPO**

En el anterior apartado hemos analizado la frecuencia con la que se producen tormentas para cada tipo de tiempo. En este punto veremos cuántos rayos se producen en cada tipo de tiempo y cómo es su distribución mensual.

La Tabla 4. 4 presenta para cada tipo de tiempo la distribución mensual del número de rayos, así como los valores totales del número de rayos para cada mes y para cada tipo de tiempo.

Al igual que en el apartado anterior, procederemos al análisis del número de rayos computados sobre todo el territorio de estudio para cada tipo de tiempo que pertenece a un flujo determinado en el nivel de 850 hPa: Marítimo, Ibérico, Continental y Local.

#### Generalidades

El 77% de los rayos se producen entre junio y agosto y tan solo el 2% entre noviembre y febrero, paralelamente al ciclo solar anual. En particular, el máximo número de rayos mensual se encuentra en julio con un 32% del total, observándose un fuerte descenso en septiembre y un fuerte incremento entre mayo y junio.

En la Figura 4. 4 se presenta el número total de rayos para cada tipo de tiempo. En ella se observa que las configuraciones en Baja Térmica 24, 27, y 30 y el tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular), totalizan cerca del 75% del total de los 92.119 rayos registrados en todo el periodo. En particular, el tipo 24 produce el 28% de los rayos contabilizados en todo el periodo, los tipos 27 y el 30 cerca del 17% cada uno, y el tipo 29 el 11%. El resto de los tipos de tiempo no llega en ningún caso al 5% del total y en particular, los

tipos de carácter anticiclónico 1, 5, 12, 18, 20, 21, 25 y 31 no producen rayos o en ningún caso superan valores superiores a 25 rayos contabilizados en todo el periodo.

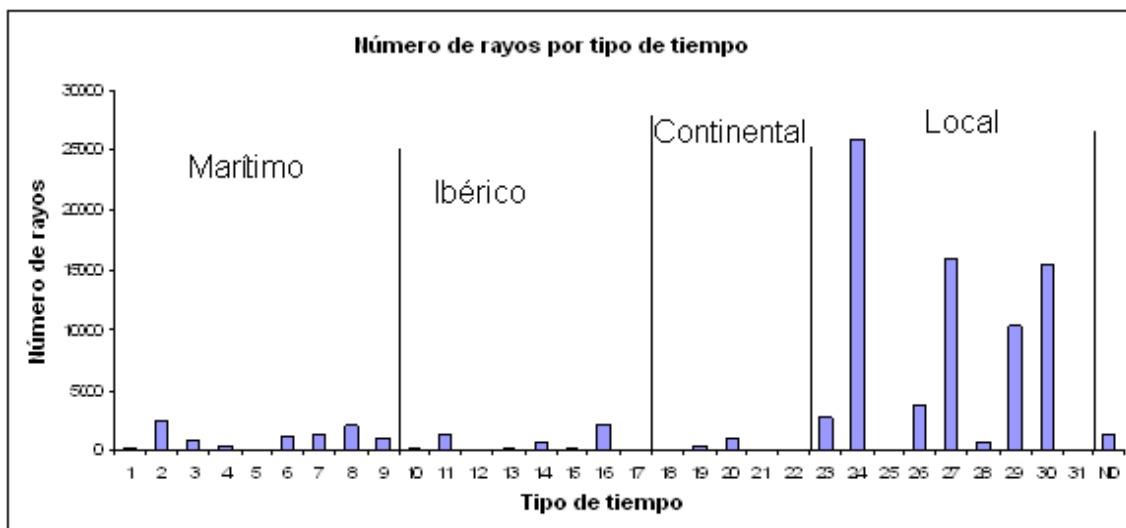


Figura 4. 4. Distribución del número total de rayos por cada tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996

Tabla 4. 4. Distribución mensual del número de rayos por cada tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996

Tipo	Número de rayos												Total
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	
1	4	59	16	41		25	2	11	5	3			166
2	65	71	68	77	214	383	356	1	411	244	515	83	2488
3		46	1	156	388	3			25	55	3	102	759
4	116	13		47	1				85	37	21	18	338
5	8			1									9
6	73	43	91	62	62	202	25		65	513		58	1194
7				74	54	1280							1408
8	65	108	1284	6	25	287	84		47	41	105	13	2065
9					380			497	70	46			993
10	3	1	5	81	45				56	46	1	9	247
11	7	1			7	25	4		1035	181		4	1264
12			3		17								20
13					117								117
14	2			538	22			112		51	1		726
15				1	11				176		13		201
16	1		52	12	2040			48		1	41	6	2201
17					55							1	56
18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19		257		117									374
20		61	2	180	2	766				64		2	1077
21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
22						20			1				21
23			71	85	904	526	256	64	132	785		1	2824
24					1179	6681	15051	2361	705				25977
25					1					4	1		6
26					49	142	2587		910				3688
27							3583	12468					16051
28					587			17		47			651
29	9			901	2319	4422		2966	191	9	23	1	10345
30						5738	7540	2223					15501
31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ND		2			342		39	949	19	1			1352
<b>Total</b>	<b>353</b>	<b>662</b>	<b>1593</b>	<b>2379</b>	<b>8801</b>	<b>20500</b>	<b>29527</b>	<b>21221</b>	<b>3933</b>	<b>2082</b>	<b>770</b>	<b>298</b>	<b>92119</b>

### Flujos marítimos

Los rayos contabilizados bajo flujos de tipo marítimo representan el 10% del total y no muestran una clara estacionalidad, si bien presentan un mínimo entre diciembre y febrero, y valores más destacados en marzo, mayo y junio. Durante los meses de noviembre a marzo constituyen el 85% del total de los rayos registrados.

Analizando la distribución anual del número de rayos para los tipos marítimos que figura en la Tabla 4. 4, observamos lo siguiente:

a) El tipo 1 (Anticiclón de las Azores, zonal) al igual que el tipo 3 (Circulación a bajas latitudes), tipo 4 (Anticiclón de las Azores, meridiana) y tipo 5 (Anticiclón Atlántico) presentan las situaciones con menor número de rayos y tienen una distribución estacional incierta.

b) El tipo 2 (Depresión Británica, zonal) presenta un máximo del número de rayos entre los meses de septiembre y noviembre, con cerca de 1.200 rayos contabilizados en ese periodo. Los valores mínimos se producen entre diciembre y abril, observándose un nuevo incremento en los meses veraniegos que queda truncado, no obstante, en agosto. Esto hecho puede estar derivado del escaso número de días de tormentas existente bajo esta situación y su consecuente baja significación estadística.

c) El tipo 6 (Depresión Británica, meridiana) contabiliza un bajo número de rayos durante todo las épocas del año excepto en octubre, cuando se contabilizan 513 rayos durante todo el periodo de estudio.

d) En el caso del tipo 8 (Depresión Mediterráneo-Europea) en el mes de marzo, y del tipo 7 (Depresión Golfo de Vizcaya) en el mes de junio se puede señalar la existencia de dos máximos pronunciados con un valor de más de 1200 rayos. No obstante durante los demás meses estos tipos presentan un número de rayos muy inferiores.

e) El tipo 9 (Depresión Golfo de Vizcaya) solo se ha presentado en mayo y agosto con valores que alcanzan en este último mes los 500 rayos.

#### Flujos ibéricos

Los flujos de tipo ibérico contabilizan el 5% de los rayos totales, mostrando dos máximos en mayo y septiembre, y dos acusados mínimos en invierno y los meses de junio y julio.

Analizando la distribución anual del número de rayos para los tipos ibéricos que figura en la Tabla 4. 4, observamos lo siguiente:

a) Como rasgo más relevante cabe destacar el elevado número de rayos que produce el tipo 16 (Depresión Atlántica) en mayo, y el tipo 11 (Depresión Británica, zonal) en septiembre, con cerca de 2.000 y 1.000 rayos respectivamente.

El tipo 14 (Depresión Británica, meridiana) destaca únicamente en el mes de abril con más de 500 rayos contabilizados, mostrando escasa actividad en el resto.

Exceptuando estos casos comentados, el resto de los tipos ibéricos contabilizan muy pocos rayos en todo el periodo, situándose entre los 20 rayos del tipo 12 (Anticiclón Mediterráneo-Europeo) hasta los 247 rayos del tipo 10 (Circulación a bajas latitudes).

#### Flujos continentales

Los flujos de tipo continental son los que contabilizan el menor número de rayos con tan solo el 2% de los rayos computados en todo el periodo. Presentan un máximo de actividad en febrero, abril y junio, y esta actividad es debida únicamente a los tipos 19

(Depresión Mediterráneo-Europea, meridiana) y 20 (Depresión Mediterráneo-Europea, desprendida). Se debe destacar el máximo observado en junio para el tipo 20, donde se contabilizan 766 rayos en este mes durante todo el periodo.

El resto de los tipos de tiempo continental no han producido rayos en el periodo de estudio.

#### Flujos locales

Los tipos de tiempo locales presentan el mayor número de rayos contabilizados, representando el 82% del total de los rayos registrados en todo el periodo 1992-1996. Por otro lado, el 90% de los rayos producidos por los tipos de tiempo locales se observan entre junio y agosto y contabilizan 95% de los rayos registrados en el periodo indicado.

Analizando la distribución anual del número de rayos para los tipos locales que figura en la Tabla 4. 4 observamos lo siguiente:

a) El tipo 23 (Pantano Barométrico, zonal) presenta un máximo en los meses de mayo y en octubre, con 904 y 785 rayos respectivamente, y un mínimo en agosto, marzo y abril.

b) El tipo 24 (Baja Térmica, zonal) es el tipo de tiempo bajo el que más rayos se producen, con cerca de 26.000 rayos contabilizados en todo el periodo. Esta actividad eléctrica presenta un pronunciado máximo en los meses de junio y sobre todo en julio, cuando se producen cerca del 85% de los rayos correspondientes a este tipo de tiempo, disminuyendo significativamente en mayo, agosto y septiembre.

c) El tipo 25 (Anticiclón Peninsular) presenta solamente un numero total de 6 rayos que, además, son sospechosos de ser errores de la base de datos, pues tras ser analizados están registrados en días sin precipitación ni nubosidad alguna.

d) El tipo 26 (Pantano Barométrico, meridiana) presenta un máximo pronunciado en julio, cuando se producen el 70% de los rayos correspondientes a este tipo de tiempo. En mayo y junio el número de rayos es poco significativo, y en septiembre se observan poco más del 25% de los rayos. En agosto no se observan días con rayos correspondientes al tipo 26.

e) El tipo 27 (Baja Térmica, meridiana) presenta actividad eléctrica en julio y agosto. Este último mes se observa un número de 12.468 rayos, que representan el 80% de los rayos para este tipo de tiempo.

f) El tipo 28 (Pantano Barométrico, desprendida) presenta un máximo en mayo con 587 rayos y valores poco significativos en el resto.

g) El tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular) apenas registra rayos entre los meses de octubre a marzo, aumentando progresivamente el número de rayos entre abril y junio, mes este último en el que se observa un total de 4.422 rayos. Agosto presenta igualmente un número de rayos elevado con cerca de 3.000 rayos. En julio no se observan rayos sobre nuestro territorio en la única situación observada bajo este tipo de tiempo.

h) El tipo 30 (Baja Térmica, desprendida) presenta un máximo en julio con 7.540 rayos, el 48% del total, y valores inferiores tanto en junio como en agosto con el 37 y 15% respectivamente.

i) El tipo 31 (Anticiclón Británico) no registra rayos en el periodo de estudio.

## 4.4 NÚMERO MEDIO DE RAYOS POR DÍA DE TORMENTA

La siguiente cuestión que abordaremos será definir la intensidad de la actividad eléctrica para cada tipo de tiempo y en un mes determinado mediante el parámetro dado por el número medio de rayos por cada día de tormenta. Este valor se obtiene como resultado de dividir el número de rayos en un mes para cada tipo de tiempo entre el número de tormentas durante ese mismo mes. De esta forma, podemos diferenciar los tipos de tiempo que contabilizan muchos rayos debido a su elevada frecuencia de aparición, de aquellos que aparecen pocas veces, pero que son muy activos eléctricamente cuando lo hacen.

La Tabla 4. 5 presenta el número medio de rayos por día en que se han registrado rayos, para cada tipo de tiempo y mes del año. Procederemos a continuación al análisis del número medio de rayos por cada día con rayos, para cada tipo de tiempo que pertenece a un flujo determinado en el nivel de 850 hPa: Marítimo, Ibérico, Continental y Local.

### Generalidades

El número de rayos por cada día de tormenta, presenta una clara estacionalidad que es paralela al ciclo solar anual, con un máximo en los meses de verano y un mínimo en invierno. Los menores números de rayos por día se producen en diciembre y enero con valores inferior a 15 rayos/día. Este valor aumenta progresivamente a partir de febrero hasta llegar a un máximo en julio con 642 rayos/día, volviendo a disminuir nuevamente hasta llegar a diciembre.

En la Figura 4. 5 se presenta el número medio de rayos en cada día de tormenta para cada tipo de tiempo. El tipo 27 (Baja Térmica, meridiana) tiene el mayor número de rayos por día, con un valor que asciende a 1.605 rayos/día. En segundo lugar figura el tipo 30 (Baja Térmica, meridiana) con 861 rayos/día. A continuación destacan, entre los tipos locales, el tipo 26 (Pantano Barométrico, meridiana) con más de 500 rayos por día, el tipo 24 (Baja Térmica, zonal) con 328 rayos, y el 29 (Depresión Aislada Peninsular) con 265 rayos. Entre los tipos marítimos destaca el tipo 7 (Depresión Golfo de Vizcaya) con 352 rayos. El resto de los tipos de tiempo presenta valores inferiores o próximos a 100 rayos/día y en particular los tipos de carácter anticiclónico 1, 5, 12 y 22 están por debajo de 10 rayos/día.

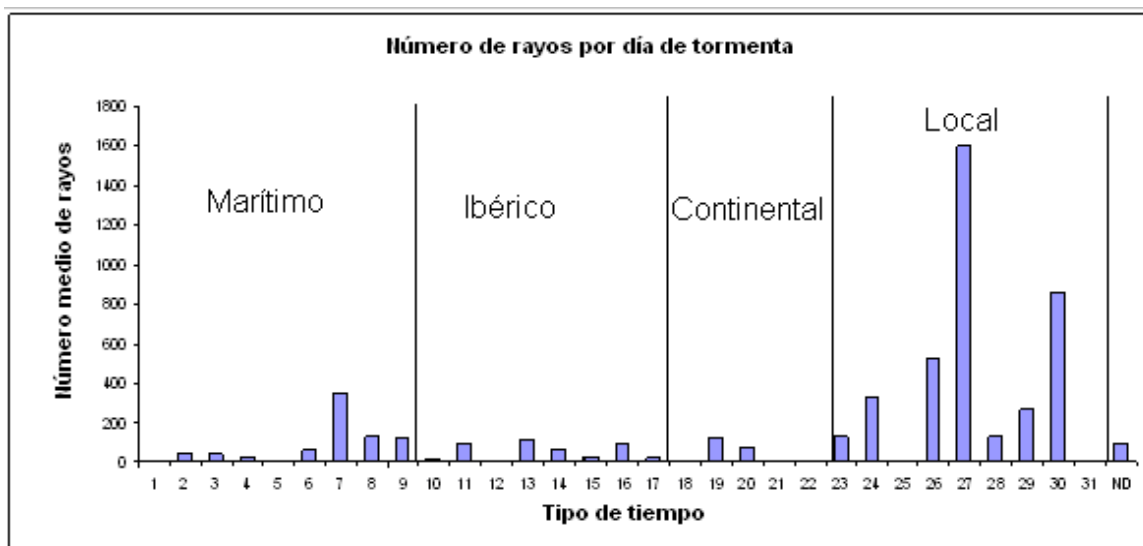


Figura 4. 5. Distribución del número medio de rayos en cada día de tormenta por cada tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996

Tabla 4. 5. Distribución mensual del número medio de rayos en cada día de tormenta por tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996

Tipo	Número de rayos por día												Media global
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	
1	1	14,8	8	13,7		6,3	2	3,7	1,7	3			6,6
2	13	14,2	13,6	19,3	214	191,5	118,7	1	51,4	48,8	64,4	13,8	46,9
3		15,3	1	39	122,7	3			25	18,3	3	34	38,0
4	58	4,3		15,7	1				42,5	37	21	18	24,1
5	8			1									4,5
6	24,3	43	45,5	31	62	67,3	12,5		65	171		58	62,8
7				74	27,0	1280							352,0
8	65	36	428	6	25	287	84		23,5	41	105	13	129,1
9					190,0			249	35		23		124,1
10	3	1	5	40,5	22,5				28	15,3	1	2,3	14,5
11	2,3	1			7	25	4		258,8	181		4	97,2
12			3		8,5								6,7
13					117								117,0
14	2			134,5	22			112		17	1		66,0
15				1	11				58,7		4,3		25,1
16													91,7
17	1		52	12	128			48		1	20,5	6	18,7
18					27,5								1
19													124,7
20		128,5		117									71,8
21		30,5	2	45	2	255,3				21,3		2	
22							10						7,0
23									1				
24			23,7	28,3	301,3	263	128	21,3	44	392,5		1	128,4
25					131	393	654,4	94,4	141				328,8
26					1					2	1		1,5
27					24,5	142	2587		303,3				526,9
28							1194,3	1781,1					1605,1
29					195,7			8,5		47			130,2
30	3			112,6	331,3	368,5		1463,0	47,8	9	23	1	265,3
31						717,3	1256,7	555,8					861,2
ND		2			68,4		13	316,3	9,5				96,5
Media global	14,1	25,3	83,8	55,3	129,4	353,4	641,9	400,4	85,5	67,2	35,0	13,5	200,2

Flujos marítimos

Los flujos marítimos no muestran una tendencia estacional clara, aunque en marzo y junio presentan dos máximos superiores a 100 y 200 rayos/día respectivamente. El resto de los meses presentan valores entre 20 y 100 rayos /día.

Analizando la distribución anual del número de rayos por día de tormenta para los tipos marítimos que figura en la Tabla 4. 5, observamos lo siguiente:

- a) El tipo 7 (Depresión Golfo de Vizcaya, meridiana) destaca en junio con 1280 rayos/día, y el tipo 8 (Depresión Mediterráneo-Europea) en marzo con 428 rayos/día. En los meses restantes ambos tipos presentan valores significativamente inferiores.



b) Los tipos anticiclónicos 1, 4, 5, se caracterizan por el bajo número de rayos/día independientemente del mes en que se produzcan. En particular el tipo 1 (Anticiclón de las Azores, zonal) y 5 (Anticiclón Atlántico) varían entre 1 y 15 rayos por día. El tipo 4 (Anticiclón de las Azores, meridiano) presenta en general valores más elevados, pero que en ningún caso superan los 50 rayos por día.

c) El tipo 2 (Depresión Británica, zonal) presenta un máximo entre mayo y junio con valores entre 118 y 214 rayos/día. Entre septiembre y noviembre esta cifra desciende hasta valores en torno a 50 rayos/día, siendo inferiores en los meses invernales en los cuales apenas superan los 10 rayos/día.

d) El tipo 3 (Circulación a bajas latitudes) presenta un máximo en mayo, con 123 rayos/día, y valores inferiores el resto del año no alcanzando los 50 rayos/día en ningún caso.

e) El tipo 6 (Depresión Británica, meridiana) presenta en general valores similares a lo largo de todo el año que se sitúan en torno a los 30-70 rayos/día, con un máximo en octubre de 171 rayos/día.

f) El tipo 9 (Depresión Golfo de Vizcaya, desprendida) presenta valores significativamente más elevados en mayo y agosto, con 190 y 249 rayos/día respectivamente. En septiembre y noviembre, en cambio, no superan los 35 rayos/día.

#### Flujos ibéricos

Los flujos ibéricos muestran en general baja actividad eléctrica, observándose un máximo en agosto y septiembre con 150 rayos/día, y de 100 rayos/día en mayo. En invierno y en julio se observan sendos mínimos con menos de 10 rayos/día. La baja actividad observada en julio y junio (térmicamente semejantes a agosto) puede estar derivada del escaso número de días con tormenta correspondientes a este flujo observados en esta época.

Analizando la distribución anual del número de rayos por día de tormenta para los tipos ibéricos que figura en la Tabla 4. 5, observamos lo siguiente:

a) El tipo 11 (Depresión Británica), destaca en septiembre y octubre con 259 rayos/día y 181 rayos/día respectivamente. El resto del año presenta valores muy bajos, no alcanzando los 10 rayos/día en ningún caso.

b) Los tipos 10 (Circulación a bajas latitudes), 12 (Anticiclón Mediterráneo-Europeo) y tipo 15 (Depresión Golfo de Vizcaya) presentan valores que son en muchos casos inferiores a 10 rayos/día y no superan los 50 rayos/día los meses de mayor actividad que son mayo y septiembre.

c) El tipo 13 (Anticiclón Centroeuropeo) solo presenta actividad eléctrica un único día de mayo, contabilizándose en este caso 117 rayos.

d) Del resto de los tipos de tiempo, el tipo 16 (Depresión Atlántica) presenta un máximo de 150 rayos/día en mayo, y el tipo 14 (Depresión Atlántica) presenta un máximo en abril y agosto con valores próximos a 150 rayos/día.

#### Flujos continentales

Los tipos continentales presentan su mayor número de rayos día en junio, con un valor medio cercano a 150 rayos/día, destacando el tipo 20 (Depresión Mediterráneo-Europea) con 255 rayos/día este mes, que por otro lado, muestra valores muy inferiores el resto de los meses en que se presenta. El tipo 19 (Depresión Mediterráneo-Europea) muestra valores en torno a 120 rayos/día en febrero y abril, no observándose actividad en otros meses.

#### Flujos locales

Los tipos locales son en general los más activos eléctricamente, especialmente si nos centramos en los meses veraniegos, pues muestran un máximo en julio con cerca de 900 rayos/día, descendiendo hacia los meses invernales con valores inferiores a los 10 rayos/día.

Analizando la distribución anual del número de rayos por día de tormenta para los tipos locales que figura en la Tabla 4. 5, observamos lo siguiente:

a) El tipo 23 (Pantano Barométrico, zonal) presenta máximos en mayo, junio y octubre, con valores en torno a 300 y 400 rayos/día. El resto de los meses, la actividad eléctrica de este tipo de tiempo es sensiblemente inferior, no superándose en general los 50 rayos/día.

b) El tipo 24 (Baja Térmica, zonal) tiene una actividad máxima en junio y julio con 393 y 655 rayos/día respectivamente, descendiendo en mayo, agosto y septiembre hasta valores entorno a los 100-150 rayos/día.

c) El tipo 26 (Pantano Barométrico, meridiana) con más de 2.500 rayos/día en mes de julio, destaca como valor máximo de todos los tipos de tiempo, en contraste con los valores sensiblemente inferiores que presenta otros meses. Esto es debido al escaso número de días de tormenta que computa este tipo de tiempo en el periodo analizado.

d) El tipo 27 (Baja Térmica, meridiana) presenta actividad eléctrica solamente en julio y agosto, alcanzado su valor máximo en agosto con cerca de 1.800 rayos/día, siendo en julio algo inferior, con 1.200 rayos/día.

e) El tipo 28 (Pantano Barométrico, desprendida) tan solo tiene una actividad significativa en mayo donde el número medio de rayos diario es próximo a 200 rayos/día.

f) El tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular) presenta una escasa actividad eléctrica en otoño e invierno con valores inferiores a 50 rayos/día e incluso 10 rayos/día. En primavera, periodo en el que este tipo de tiempo es más abundante, se observa una actividad eléctrica que alcanza los 368 rayos/día de promedio en junio. En el mes de

julio este tipo no aparece con actividad eléctrica, sin embargo en agosto en las escasas 2 ocasiones en que aparece arroja un valor medio de 1.483 rayos/día.

g) El tipo 30 (Baja Térmica, desprendida) se presenta entre junio y agosto con un valor máximo de 1.257 rayos/día en julio, y valores de 717 y 556 rayos/día en junio y agosto respectivamente.

h) Los tipos 31 (Anticiclón Británico) y 25 (Anticiclón Peninsular) no presentan actividad eléctrica.

## 4.5 NÚMERO MÁXIMO DE RAYOS EN 24 HORAS

En este punto estudiaremos la máxima actividad eléctrica registrada en un solo día, para cada tipo de tiempo y en un mes determinado.

La Tabla 4. 6, presenta el número máximo de rayos registrado en un día para cada tipo de tiempo y en un mes determinado. Como en apartados anteriores, procederemos al análisis del número máximo de rayos sobre el territorio correspondiente a cada tipo de tiempo que pertenece a un flujo dado a 850 hPa: Marítimo, Ibérico, Continental y Local.

### Generalidades

Durante los meses de diciembre y enero no se superan los 100 rayos como número máximo de rayos en un día. En primavera y otoño el número máximo diario de rayos aumenta hasta valores comprendidos entre 500 y 1.000 rayos. Entre junio y agosto se alcanza el punto culminante, superándose en el mes de agosto los 5.000 rayos en un día de tormenta. No obstante, como podemos observar en la Tabla 4. 6, el número máximo de rayos en un día varía notablemente para un determinado mes según el tipo de tiempo considerado.

En la Figura 4. 6 presentamos el número máximo de rayos en un día correspondiente a cada tipo de tiempo. Los días con mayor número de rayos se producen bajo configuraciones de tipo local y durante los meses de julio y agosto. En particular, es bajo el tipo de tiempo 27 (Baja Térmica, meridiana) cuando mayor número de rayos se han registrado en un solo día, contabilizándose un total de 5.116 rayos. A continuación se encuentran el tipo 24 (Baja Térmica, zonal) con 3.995 rayos en un día, el tipo 30 (Baja Térmica, meridiana) con 3.264 rayos, el tipo 26 (Pantano Barométrico, meridiana) con 2.587 rayos, y finalmente el tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular) con 1.642 rayos en un día.

En el lado opuesto tenemos a los tipos marítimos anticiclónicos 1, 4 y 5, los tipos Ibéricos 10, 12, 15 y 17, y el tipo continental 22, que no superan en ningún caso como valor máximo los 50-100 rayos en un día de tormenta

Podemos observar en la Tabla 4. 6 como muchos de los tipos marítimos, ibéricos y continentales presentan el máximo número de rayos no en los meses de verano, sino en otoño o en primavera.

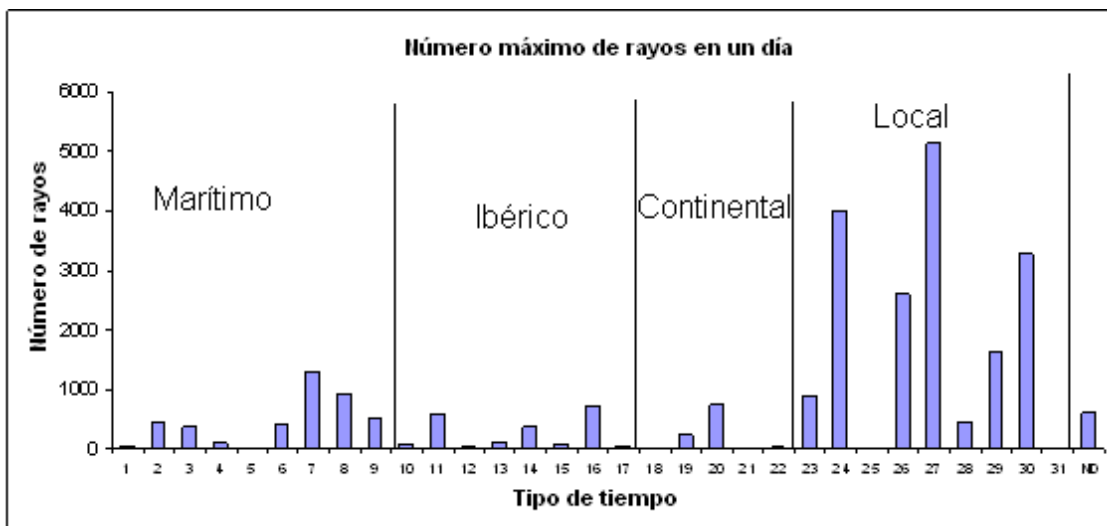


Figura 4. 6. Distribución del número máximo de rayos contabilizado en un día por cada tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996.

Tabla 4. 6. Distribución mensual del número máximo de rayos en un día por cada tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996

Número maximo de rayos por día													
Tipo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Maximo
1	1	33	15	37		13	2	9	3	3			37
2	36	33	58	58	214	378	309	1	286	159	446	59	446
3		39	1	88	365	3			25	46	3	82	365
4	75	6		35	1				83	37	21	18	83
5	8												8
6	48	43	69	54	62	108	19		65	416		58	416
7				74	46	1280							1280
8	65	89	918	6	25	287	84		42	41	105	13	918
9					271			496	69		34		496
10	3	1	5	80	38				54	44	1	4	80
11	3	1	7		5	25	4		581	181	4	4	581
12			3		15								15
13					117								117
14				369	22			112		20	1		369
15				1	11				70		9		70
16				52	12	718		48	70	1	40	6	718
17					35						1	1	35
18													0
19		234		117									234
20		61		131	2	741				47		2	741
21													0
22						19			1				19
23			69	61	901	300	255	54	130	780		1	901
24					681	2036	3995	412	252				3995
25					1					3	1		3
26					47	142	2587		842				2587
27							2330	5116					5116
28					439			16		47			439
29	7			589	914	1570		1642	156	9	23	1	1642
30						3146	3264	1959					3264
31													0
ND		2					21	602	10	1			602
Maximo	75	234	918	589	914	3146	3264	5116	842	780	446	82	5116

Flujos marítimos

Analizando la distribución anual del número máximo de rayos en un día para los tipos marítimos que figura en la Tabla 4. 6, observamos lo siguiente:

- a) Entre los tipos marítimos, destacan el tipo 7 (Depresión Golfo de Vizcaya, meridiana) con 1280 rayos en un día del mes junio, y el tipo 8 (Depresión Mediterráneo-Europea) con 918 rayos en marzo. El resto de los meses los valores observados para estos tipos de tiempo son netamente inferiores y en muchos casos no superan los 50 rayos.

b) Los tipos 2 (Depresión Británica, zonal) y 9 (Depresión Golfo de Vizcaya, desprendida) presentan un valor similar entre 400 y 500 rayos en los meses de noviembre, octubre y agosto respectivamente.

c) El tipo 1 (Anticiclón de las Azores, zonal) no supera en ningún día observado los 50 rayos en total.

#### Flujos ibéricos

Los tipos ibéricos no presentan días con importante actividad eléctrica, destacando el tipo 16 (Depresión Atlántica) en mayo con 718 rayos en un día, y los tipos 11 (Depresión Británica) y 14 (Depresión Atlántica) con 581 rayos en septiembre y 369 rayos en abril respectivamente.

#### Flujos continentales

Respecto a los tipos continentales, cabe destacar el tipo 20 (Depresión Mediterráneo-Europea, desprendida) con un valor máximo de 741 rayos en un día del mes de junio, y el 19 (Depresión Mediterráneo-Europea, meridiana) con 234 rayos en febrero.

#### Flujos locales

Analizando la distribución anual del número máximo de rayos en un día para los tipos marítimos que figura en la Tabla 4. 6, observamos lo siguiente:

a) Entre los tipos locales, se destacan las situaciones de baja térmica como las que exhiben un mayor número de rayos en día. En particular el tipo 24 (Baja Térmica, zonal) presenta un valor máximo en julio con 4.000 rayos en un día, el 27 (Baja Térmica, meridiana), con 5.116 rayos, presenta en agosto el máximo valor diario en todo el periodo de estudio, y el tipo 30 (Baja Térmica, desprendida) con valores igualmente superiores a 3.000 rayos en junio y julio.

b) El tipo 26 (Pantano Barométrico, meridiana) presenta valores igualmente significativos con más de 2.500 rayos en un día registrados concretamente en el mes de julio, sin embargo fuera de este periodo el máximo número de rayos observado para este tipo de tiempo es netamente inferior, con 842 rayos en septiembre o 142 en junio.

c) El tipo 29 (Pantano Barométrico, meridiana) presenta una acusada variación estacional; se observan máximos veraniegos por encima de 1.500 rayos; valores en torno a 600-900 rayos en abril y mayo; valores mínimos en invierno y otoño no superando en algunos casos los 10 rayos en un día.

d) El tipo 23 (Pantano Barométrico, zonal) presenta sendos máximos en mayo y octubre, con 900 y 780 rayos respectivamente.

## 4.6 PORCENTAJE DE RAYOS POSITIVOS

En este último apartado, estudiamos la distribución mensual del porcentaje de rayos positivos para cada tipo de tiempo, con el objetivo de conocer si existe algún tipo de relación entre el porcentaje de rayos positivos y el tipo de tiempo bajo el que se producen las tormentas.

La Tabla 4. 7 y la Tabla 4. 8 presentan la variación mensual del número de rayos positivos y de su porcentaje para cada tipo de tiempo. En los siguientes puntos estudiaremos la distribución mensual del porcentaje de rayos positivos para los tipos de tiempo que corresponden a los flujos en el nivel de 850 hPa: Marítimo, Ibérico, Continental y Local.

### Generalidades

Previamente (capítulo 2) hemos detectado que el porcentaje global de rayos positivos es del 7,2%, siendo más elevado en los meses invernales y disminuyendo progresivamente según nos aproximamos al verano. Así, en enero el porcentaje de rayos positivos es del 39% y en julio el 4,7%. Debemos señalar igualmente que, tomados globalmente, el número de rayos  $N$  registrados en un mes y el porcentaje de rayos positivos  $P$  para el mismo mes se ajustan mediante la curva  $P = 414,4 N^{-0.4287}$ , siendo el coeficiente de correlación  $r = 0.96$ .

No obstante, en un mismo mes podemos encontrar marcadas diferencias en el porcentaje de rayos positivos según el tipo de tiempo estudiado, o bien podemos encontrar que para un mismo tipo de tiempo la variación mensual del porcentaje de rayos positivos no se ajusta al patrón expuesto anteriormente.

Este hecho puede ser debido a diversos factores, como son las diferentes características que presentan de las tormentas para cada tipo de tiempo, el pequeño número de rayos por mes y / o el pequeño número de días de rayos por mes registrados en algunos casos. Como veíamos en la revisión bibliográfica, elevados porcentajes de rayos positivos se observan en las siguientes situaciones: tormentas invernales, en la parte estratificada de los sistemas convectivos de mesoescala, en tormentas de poco espesor, en algunas tormentas severas, y en el estado disipativo de las tormentas.

En la Figura 4. 7 presentamos el porcentaje de rayos positivos para cada tipo de tiempo. Entre los tipos de tiempo con mayor porcentaje de rayos positivos se destaca el tipo 4 (Anticiclón de las Azores, meridiano) con el 45% del total, el tipo 1 (Anticiclón de las Azores, zonal) con el 40% y los tipos 5 (Anticiclón Atlántico) y 12 (Anticiclón Mediterráneo-Europeo) con cerca del 35%.

Los tipos que menor porcentaje de rayos positivos producen son los tipos locales 23 (Pantano Barométrico, zonal), 24 (Baja Térmica, zonal), 26 (Pantano Barométrico, meridiana), 27 (Baja térmica, meridiana), 28 (Pantano Barométrico, desprendida), 29 (Pantano Barométrico, meridiana), 30 (Baja Térmica, desprendida), el tipo marítimo 6 (Depresión Británica, meridiana) y los ibéricos 17 (Depresión golfo de Cádiz) y 11 (Depresión Británica), con menos del 10% de rayos positivos en todos los casos.

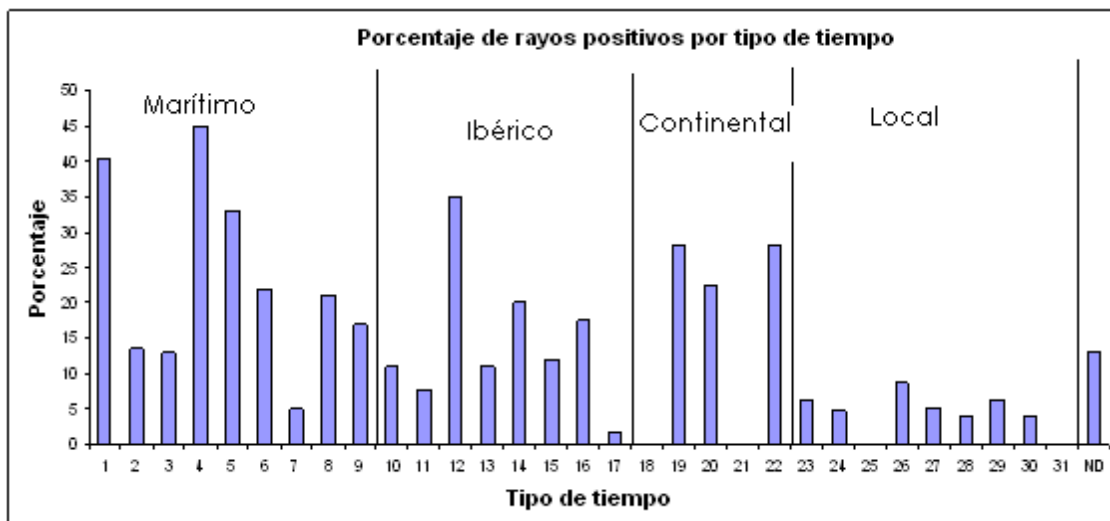


Figura 4. 7. Distribución del porcentaje de rayos positivos para cada tipo de tiempo en el periodo 1992-1996

Tabla 4. 7. Distribución mensual del número de rayos positivos por tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996

Tipo	rayos positivos												Total
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	
1	4	25	10	24	0	3	0	0	0	1	0	0	66
2	19	43	41	15	8	14	13	1	40	61	63	18	153
3	0	6	0	20	25	1	0	0	0	31	2	3	52
4	57	5	0	3	0	0	0	0	36	25	12	18	71
5	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3
6	34	8	6	13	25	57	1	0	8	69	0	32	144
7	0	0	0	24	7	41	0	0	0	0	0	0	72
8	18	21	283	2	11	53	13	0	5	10	8	11	401
9	0	0	0	0	49	0	0	66	21	0	30	0	49
10	0	0	0	7	10	0	0	0	1	8	1	0	17
11	0	1	0	0	0	0	0	0	76	20	0	0	1
12	0	0	3	0	4	0	0	0	0	0	0	0	7
13	0	0	0	0	13	0	0	0	0	0	0	0	13
14	0	0	0	85	1	0	0	42	0	17	0	0	86
15	0	0	0	0	4	0	0	0	17	0	3	0	4
16	0	0	7	4	372	0	0	0	0	0	2	0	383
17	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1
18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	75	0	30	0	0	0	0	0	0	0	0	105
20	0	32	0	93	0	95	0	0	0	32	0	0	220
21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
22	0	0	0	0	0	5	0	0	1	0	0	0	5
23	0	0	40	13	17	24	42	20	19	22	0	0	136
24	0	0	0	0	75	324	527	274	61	0	0	0	926
25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	0	0
26	0	0	0	0	13	25	186	0	93	0	0	0	224
27	0	0	0	0	0	0	310	524	0	0	0	0	310
28	0	0	0	0	26	0	0	0	0	0	0	0	26
29	3	0	0	122	96	292	0	173	20	0	14	1	513
30	0	0	0	0	0	261	313	16	0	0	0	0	574
31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ND	0	1	0	0	3	0	1	66	4	0	0	0	5
<b>Total</b>	<b>137</b>	<b>217</b>	<b>390</b>	<b>462</b>	<b>760</b>	<b>1195</b>	<b>1406</b>	<b>1182</b>	<b>402</b>	<b>299</b>	<b>136</b>	<b>81</b>	<b>4567</b>

**Tabla 4. 8. Distribución mensual del porcentaje de rayos positivos por tipo de tiempo durante el periodo 1992-1996**

Tipo	Percentage de rayos positivos												Total
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	
1	100	42,4	62,5	58,5		12	0	0	0	33,3			40,4
2	29,2	60,6	60,3	19,5	3,7	3,7	3,7	100	9,7	25	12,2	21,7	13,5
3		13	0	12,8	7	33,3				56,4	66,7	2,9	12,9
4	49,1	38		19,1	0				42,4	67,6	57,1	88,9	45
5	25	100		100									33
6	46,6	18,6	6,6	21	40,3	28,2	4		12,3	13,5		55,2	21,9
7				32,4	13,0	3,2							5
8	27,7	19,4	22	33,3	44	18,5	15,5		10,6	24,4	7,6	84,6	21
9					13			13	30		65,2		16,9
10	0	0	0	8,6	22,2				1,8	17,4	100	0	11
11	0	100			0	0	0		7,3	11		0	7,7
12			100		23,5								35
13					11,1								11
14				15,8	4,5			37,5		33,3	0		20
15				0	38,0				9,7		23,1		11,9
16	0		13,5	33,3	18,2			0		0	4,9	0	17,5
17					1,8							0	1,7
18													
19		29,2		25,6									28
20		52,5	0	51,7	0	12,4				50		0	22,4
21													
22						25			100				28
23			56,3	15,3	1,9	4,8	16,4	31,3	14,4	2,8		0	6,4
24					6,4	4,8	3,5	11,6	8,7				4,8
25					0					75	100		66
26					26,5	17,6	7,2		10,2	0			8,6
27							8,7	4,2					5,2
28					4,4			0		0			4
29													
30	33,3			13,5	4,1	6,6		5,8	10,5	0	60,9	100	6,3
31						4,5	4,2	0,7					3,8
ND		50			0,9		2,6	7	21,1				13
Total	39,1	31	24,5	19,4	8,6	5,8	4,7	5,6	10,4	14	17,6	26,8	7,2

Flujos marítimos

Los tipos marítimos muestran una clara evolución a lo largo del año en el porcentaje de rayos positivos, mostrando valores más elevados en invierno (40%), descendiendo progresivamente hacia el verano (6%).

Dado que en muchos casos el número total de rayos para un mes es muy bajo o incluso nulo, es difícil establecer conclusiones claras sobre la estacionalidad de la proporción de rayos positivos para cada tipo de tiempo. No obstante, analizando la distribución anual del porcentaje de rayos positivos para los tipos marítimos que figura en la Tabla 4. 6, observamos lo siguiente:

- a) El tipo 1 (Anticiclón de las Azores, zonal) presenta altos porcentajes de rayos positivos en los primeros meses del año.
- b) El tipo 2 (Depresión Británica, zonal) muestra una clara variación anual. En algunos meses de invierno el porcentaje de positivos alcanza el 60%, y desciende entre mayo y julio hasta un 4%
- c) El tipo 3 (Circulación a bajas latitudes) presenta un bajo porcentaje (3%) de rayos positivos en diciembre respecto a la media de mes.
- d) El tipo 4 (Anticiclón de las Azores, meridiana) muestra elevados porcentajes de rayos positivos en los meses en que este tipo de tiempo se presenta, con valores que superan el 50% en muchos casos.
- e) El tipo 6 (Depresión Británica, meridiana) no presenta una tendencia estacional clara. Se observan valores elevados de rayos positivos tanto en épocas frías como más cálidas, junio 28%, mayo 40%, enero 46% y diciembre 55%. Así mismo, se observan valores bajos de rayos positivos tanto en marzo 6% como en julio 4%.



f) El tipo 7 (Depresión Golfo de Vizcaya, meridiana) muestra elevados porcentajes de rayos positivos en abril con el 32% de los casos y disminuye hasta el 3% en junio.

g) El tipo 8 (Depresión Mediterráneo-Europea) presenta los valores más elevados entre diciembre y junio, descendiendo en julio y septiembre hasta valores del 10%. Sin embargo, el mínimo porcentaje de rayos positivos se presenta en noviembre con el 7.6%.

h) El tipo 9 (Depresión Golfo de Vizcaya) presenta un mayor porcentaje de rayos positivos en los meses más fríos, como en noviembre (con un 65% de descargas positivas) que en los cálidos como mayo o agosto, cuando los rayos positivos representan el 13%.

#### b) Flujos ibéricos

Los tipos ibéricos solo presentan un número significativo de rayos los meses de marzo, abril, mayo, septiembre y octubre, mostrando un mayor porcentaje de rayos positivos en marzo, mayo, abril y octubre con cerca del 20%, mientras en septiembre descienden hasta el 10%.

Debido al pequeño número de rayos o la ausencia de ellos en muchos meses para los distintos tipos de tiempo, es difícil establecer la existencia de algún tipo de dependencia estacional de los rayos positivos en el caso de los flujos ibéricos. No obstante, cabe señalar el elevado porcentaje de rayos positivos para el tipo 14 (Depresión Atlántica, meridiana) en agosto con el 37%, y para el tipo 16 (Depresión Atlántica, desprendida) en mayo con un 18%.

#### c) Flujos continentales

Los tipos continentales solo presentan un número significativo de rayos en febrero, abril, junio y octubre, de tal manera que el máximo del 100% en septiembre es debido a la existencia de un solo rayo este mes. Se observa que en febrero, abril y octubre el porcentaje de rayos positivos es significativamente superior al de junio, donde se observan un 12% de rayos positivos frente al 33-50% en los otros meses.

Analizando la distribución anual del porcentaje de rayos positivos para los tipos marítimos que figura en la Tabla 4. 6, observamos lo siguiente:

a) El porcentaje de rayos positivos para el tipo 19 (Depresión Mediterráneo-Europea, meridiana) es similar en febrero y en abril con 29% y 26% respectivamente.

b) El porcentaje de rayos positivos para el tipo 20 (Depresión Mediterráneo-Europea, desprendida) es similar tanto en febrero y abril como en octubre, con un valor del 50%, mientras que en junio se observa un importante descenso hasta el 12%.

c) El tipo 22 (Anticiclón Británico-Europeo) presenta un pequeño número de rayos y su interpretación es incierta.

d) Flujos locales

Los tipos locales presentan valores similares entre los meses de mayo y octubre con un porcentaje de rayos positivos próximo al 5%. En abril este porcentaje aumenta al 15% y entre el 35% y el 65% entre noviembre y marzo, si bien el número de rayos en este periodo es muy pequeño para considerarlo significativo.

Todos los tipos locales excepto el 23 y el 29 presentan actividad tormentosa solamente entre los meses de mayo y septiembre.

Analizando la distribución anual del porcentaje de rayos positivos para los tipos locales que figura en la

Tabla 4. 6, observamos lo siguiente:

a) El tipo 23 (Pantano Barométrico, zonal) no muestra ninguna tendencia estacional clara, con porcentajes de rayos positivos inferiores al 5% en octubre, mayo y junio, y superiores al 50% en marzo, o al 15 -30% en abril, julio, agosto o septiembre.

b) El tipo 24 (Baja Térmica, zonal) muestra una tendencia ligeramente descendente en el porcentaje de rayos positivos de mayo a julio, no obstante, todos estos meses los valores son próximos al 5%. Notamos, igualmente, que en agosto se produce un aumento considerable en el porcentaje de rayos positivos que alcanza el 12%, coincidiendo con un descenso brusco en el número de rayos.

c) El tipo 26 (Pantano Barométrico, meridiano) presenta un mínimo del 7% en julio y valores superiores en septiembre y junio con el 10% y el 17% respectivamente

d) El tipo 27 (Baja Térmica, meridiano) presenta un 8,7% de rayos positivos en julio y un 4,2% en agosto coincidiendo con un aumento del número de rayos durante este mes.

e) El tipo 28 (Pantano Barométrico, desprendido) solo presenta rayos positivos en el mes de mayo con un porcentaje del 4,4% del total.

f) El tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular) muestra una marcada estacionalidad, con un mayor porcentaje de rayos positivos en abril y septiembre, que superan el 10%, al que se encuentra entre mayo y agosto, donde este porcentaje se sitúa en torno al 5%. En los meses invernales del año el número de rayos es pequeño para analizarlo, si bien los rayos son principalmente positivos, alcanzando el 50% en esta época.

El tipo 30 (Baja Térmica, desprendida) presenta un mínimo de 0,7% en agosto y valores del 4% en junio y julio. Sin embargo, contrariamente al tipo 24, el porcentaje mínimo de rayos positivos coincide con una importante disminución del número de rayos en agosto respecto a julio o junio.

## 4.7 CONCLUSIONES

**Del análisis de los puntos anteriores obtenemos las conclusiones siguientes, en relación a la actividad eléctrica en función de las situaciones meteorológicas:**

**a) Tipos marítimos:** presentan un alto porcentaje de días con rayos que superan globalmente en muchos de los casos el 50-65% de los días. La excepción la conforman las configuraciones anticiclónicas tipo 1 (Anticiclón de las Azores) y tipo 5 (Anticiclón Atlántico) que presentan valores inferiores al 10% de los días con rayos. El número total de rayos computados en los tipos marítimos es escaso, no llegando al 10% del total de los rayos registrados en el periodo 1992-1996. Las configuraciones marítimas con circulación meridiana o desprendida en el nivel de 500hPa, como el tipo 7 (Depresión Golfo de Vizcaya, meridiana), 8 (Depresión Mediterráneo-Europea) y tipo 9 (Depresión Golfo de Vizcaya, desprendida), presentan la mayor actividad eléctrica con valores medios diarios de 125-350 rayos por día de tormenta, contabilizando el 85% de los rayos registrados bajo los tipos marítimos. Eventualmente pueden registrar una intensa actividad eléctrica, como es el caso del tipo 7 que alcanza valores máximos diarios de hasta 1.280 rayos. La actividad eléctrica de los tipos marítimos se circunscribe principalmente al periodo invernal y a la primavera, siendo durante esta última estación la que mayor actividad eléctrica presenta.

**b) Tipos ibéricos:** presentan en general un bajo porcentaje de días de tormenta, que no alcanza el 30% en la mayor parte de los casos, en especial los tipos anticiclónicos 12 y 13 con valores próximos al 5% de días con rayos. La excepción la constituye el tipo 15 (Depresión Golfo de Vizcaya) con un 72% de días de tormenta. El número de rayos computados bajo este tipo de flujo es bajo, representando el 5% del total. No obstante, existen tipos de tiempo que en un periodo determinado presentan una significativa actividad eléctrica, como es el caso del tipo 16 (Depresión Atlántica, desprendida) que en mayo computa más de 2000 rayos en todo el periodo, superando los 125 rayos por día y con un 64% de días de tormenta; el tipo 11 (Depresión Británica) en septiembre con 1.216 rayos; o ya, de forma menos relevante, el tipo 14 (Depresión Atlántica, meridiana) que en abril computa un total de 538 rayos.

La actividad eléctrica de los tipos ibéricos se circunscribe principalmente al mes de mayo, y en menor medida al de septiembre y abril. En el resto del año la actividad eléctrica de los tipos ibéricos es muy escasa.

**c) Tipos continentales:** la actividad eléctrica de los tipos continentales se limita a la correspondiente al tipo 19 (Depresión Mediterráneo-Europea, meridiana) y tipo 20 (Depresión Mediterráneo-Europea, desprendida). Estos tipos de tiempo no son muy frecuentes en el periodo estudiado, producen pocos rayos, aunque lo hacen en el 33-60% de los días en que se presentan, principalmente entre febrero y junio. Eventualmente se observa que el tipo 20 presenta en el mes de junio una significativa actividad eléctrica con más de 700 rayos en un día de tormenta.

El hecho de que el flujo de aire continental europeo con aire generalmente seco de lugar a tormentas es debido a la interacción entre el corto recorrido marítimo que tiene este tipo de flujo sobre el Golfo de Bizkaia donde se carga de humedad, y la existencia de

una depresión aislada en niveles altos que produce una inestabilidad sobre el mismo flujo de aire.

**d) Tipos locales:** Los tipos locales son los más activos eléctricamente, exceptuando los tipos anticiclónicos 25 y 31 que no presentan actividad tormentosa alguna. La actividad eléctrica se circunscribe casi exclusivamente a los meses de verano y primavera, siendo muy baja el resto del año. En particular es el tipo 24 (Baja Térmica, zonal) la situación bajo la que más rayos se contabilizan en todo el periodo, con cerca de 26000 rayos; aunque son el tipo 26 (Pantano Barométrico, meridiana), el tipo 27 (Baja térmica, meridiana) y el tipo 30 (Baja Térmica, desprendida) los que presentan la actividad eléctrica más intensa, observándose que de forma eventual se producen tormentas con valores entre 3.000 y más de 5.000 rayos por día. El tipo local 29 (Depresión Aislada Peninsular), que presenta baja actividad eléctrica en otoño e invierno, registra un notable incremento de esta actividad en los meses de verano y primavera contabilizando hasta 10.000 rayos en este periodo. El porcentaje de días con tormenta se sitúa para el tipo 24 en el 30%, y entre el 45 y 65% el resto de los tipos de tiempo locales.

**Respecto al análisis de los rayos positivos en función de las configuraciones meteorológicas podemos concluir que:**

a) Los tipos marítimos muestran una clara evolución a lo largo del año con valores más elevados en invierno, cuando alcanzan el 40%, descendiendo progresivamente hacia el verano donde se contabilizan un 6% de rayos positivos. Este hecho nos sugiere una fuerte dependencia estacional de la polaridad más que del tipo de flujo a 850 hPa en que se desarrollan las tormentas, y por tanto de la diferente estructura térmica en que se desarrollan las tormentas veraniegas e invernales; el nivel de la isoterma 0° C y la tropopausa están más bajas en invierno, lo que origina nubes más achatadas en invierno y mayor probabilidad de descargas positivas.

b) El resto de tipo de flujos no presentan un número de rayos significativo durante los distintos meses del año, siendo difícil por tanto obtener alguna conclusión al respecto de la variación estacional de la polaridad en función de la situación meteorológica; en muchos casos el número de eventos tormentosos y de rayos registrados en un mes es muy pequeño o incluso nulo.

c) En el caso de los flujos locales que se distribuyen desde mayo a septiembre, se observa que el porcentaje de rayos positivos es mínimo en julio con el 4,7% de las descargas, coincidiendo con un máximo en el número de las descargas este mes. De hecho, se encuentra que el número de rayos N registrados en un mes y el porcentaje de rayos positivos P para el mismo mes, se ajustan mediante la curva  $P = 414.4 N^{-0.4287}$ , siendo el coeficiente de correlación  $r = 0,96$ . Sin embargo, a nivel particular este hecho no se cumple y se observa que el menor porcentaje de rayos positivos se encuentra para el tipo 30 (Baja Térmica, desprendida) en agosto, con apenas el 0,7% de los casos. Este hecho puede ser debido a una desviación estadística por el pequeño número de días con el que trabajamos, pues el porcentaje de rayos positivos puede estar ligado a múltiples factores, como son el tipo o fase de tormenta.

El estudio de la actividad eléctrica de las tormentas y las características de los rayos utilizando situaciones sinópticas tipo es comúnmente reportado en la bibliografía. No

obstante, la diferente ubicación geográfica y las diferentes características climáticas de las regiones donde se realizan estos estudios resultan en distintos criterios de clasificación sinóptica. De la misma forma, las características de las descargas eléctricas y su distribución pueden variar espacialmente de forma sensible bajo situaciones sinópticas o perfiles térmicos semejantes debido a los múltiples factores que intervienen en la formación de las tormentas (Lericos et al. 2002).

En nuestro caso, los resultados y clasificación sinóptica que obtenemos son distintos a los encontrados por otros autores que utilizan patrones sinópticos en el estudio de tormentas, aunque los procedimientos de análisis son semejantes a los utilizados en nuestro estudio (dirección e intensidad del flujo a distintos niveles y del geopotencial a 500 hPa). Esto es debido a que las regiones donde estos estudios se realizan presentan características climáticas y geográficas que difieren de las del País Vasco: Rorig et al. (1999) en el Noroeste de USA, Lericos et al. (2002) Watson et al. (2003) en Florida (USA), Bentley et al. (2005) en Georgia (USA), Liangxun et al. (2006) en China o Sugita et al. (2008) en Japón.

Respecto a estudios realizados en la Península Ibérica, Pineda et al. (2007) estudian las relaciones entre rayos y precipitación en Cataluña y utilizan tres situaciones sinópticas tipo para dicho análisis (Pantano Barométrico, Baja Térmica Peninsular y sistemas frontales), no encontrando diferencias sustanciales en la distribución espacial de los rayos aunque sí en la evolución diaria del número de descargas. No obstante, este estudio se restringe al verano y no analizan tormentas en otras épocas del año

Guijarro et al. (2004) estudian los rayos en las Islas Baleares y encuentran un mínimo de actividad en invierno y primavera, y un máximo en otoño. Un patrón de actividad diferente al País Vasco donde el otoño presenta escasa actividad tormentosa y, por el contrario, la primavera y el verano presentan un máximo de actividad eléctrica.



**CAPÍTULO 5: RELACIONES ENTRE  
LOS RAYOS Y LA PRECIPITACIÓN  
SEGÚN LOS TIPOS DE TIEMPO EN  
LAS TRES CAPITALS DE LA  
C.A.P.V.**





# **CAPÍTULO 5: RELACIONES ENTRE LOS RAYOS Y LA PRECIPITACIÓN SEGÚN LOS TIPOS DE TIEMPO EN LAS TRES CAPITALES DE LA C.A.P.V.**

## **5.1 INTRODUCCIÓN**

Tal y como apuntábamos en el primer capítulo, con el desarrollo de los sistemas de detección de rayos se abrió la posibilidad de establecer relaciones espaciales y temporales entre los rayos y la precipitación producida en las tormentas. Muchos han sido los estudios realizados al respecto y muy diversos los resultados encontrados. Esta diversidad de resultados se debe principalmente a las diferentes características geográficas y climáticas de las regiones donde las investigaciones han sido realizadas.

Nuestro marco geográfico de estudio, el País Vasco, se localiza en el extremo oriental del mar Cantábrico y norte de la Península Ibérica, siendo el punto de menor altitud media existente entre la Cordillera Cantábrica y los Pirineos. Sus características climáticas y geográficas ya fueron explicadas brevemente en el capítulo 2.

En este capítulo, estudiaremos las características de la producción de precipitación en función del número de rayos que se producen durante los días de tormenta en tres ubicaciones geográficas distintas del País Vasco: Bilbao, San Sebastián y Vitoria. El periodo de estudio abarca los años 1992-1996.

Las tres localidades seleccionadas se sitúan en distintas regiones climáticas: Bilbao y San Sebastián se localizan en los extremos occidental y oriental de la región cantábrica respectivamente. La estación meteorológica de San Sebastián se sitúa sobre la línea de costa, en una colina a 258 metros de altitud. Su precipitación media anual se sitúa en torno a 1500 mm. La estación de Bilbao se sitúa a unos 15 km. de la línea de costa y sobre una zona llana de una altitud inferior a 50 metros. Su precipitación media anual es de 1250 mm. Por otro lado, Vitoria se localiza en la vertiente mediterránea del País Vasco, sobre una planicie situada a una altitud de 525 metros. La precipitación media anual de Vitoria se sitúa en torno a 800 mm. La razón por la cual se han seleccionado estas localidades estriba, además de la propia ubicación geográfica de las mismas, en la disponibilidad de los datos de precipitación de las mismas. En ellas se ubican tres estaciones meteorológicas de AEMET (Agencia Estatal de Meteorología), cuyos datos son publicados diariamente en el boletín meteorológico de dicha institución. Los datos correspondientes a la precipitación registrada en estas tres localidades han sido tomados de los boletines diarios de (AEMET) y cotejados en casos de duda con los datos proporcionados por otras redes de estaciones meteorológicas correspondientes a instituciones de ámbito local o regional, además de otras estaciones próximas de AEMET tanto de su red manual como automática.

El estudio de las características de la producción de precipitación en función del número de rayos se ha abordado siguiendo dos metodologías distintas:

La primera metodología se fundamenta en una técnica de clasificación subjetiva basada en los 31 tipos de tiempo establecidos en el capítulo 3 de esta tesis.

La segunda metodología se fundamenta en dos técnicas de análisis multivariante en base al análisis en componentes principales (PCA), y los mapas autoorganizados de Kohonen (SOM).

El objeto que perseguimos es demostrar la convergencia de resultados obtenidos siguiendo los dos métodos expuestos.

Del análisis de la información obtenida mediante el empleo de técnicas de clasificación subjetiva se han obtenido unos resultados, algunos de los cuales han sido publicados en el artículo: Ezcurra et al. (2002) **“Relationships between cloud to ground lightning and surface rainfall during 1992-1996 in the Spanish Basque Country area”**. Por otro lado, el análisis de la información obtenida mediante el empleo de técnicas de análisis multivariante se recoge en la publicación: Ezcurra et al. (2008) **“Rainfall yield characteristics of electrical storm observed in the Spanish Basque Country area during the period 1992-1996”**. Estas dos publicaciones figuran en el anexo 2 de la Tesis.

En relación a los resultados obtenidos, podemos avanzar lo siguiente: las relaciones entre los rayos y precipitación tienen una marcada estacionalidad (verano- invierno) y se producen principalmente bajo tres tipos de configuraciones sinópticas base: 1) La primera se corresponde con los flujos de tipo marítimo que presentan una intensa anomalía negativa del geopotencial a 500 hPa localizada sobre Francia, y que se produce con mayor frecuencia en los meses invernales. Esta situación muestra una elevada producción de precipitación por cada rayo que alcanza un valor medio de  $700 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo. 2) La segunda se corresponde con los flujos de tipo Ibérico que presentan una intensa anomalía negativa del geopotencial a 500 hPa localizada al oeste del Golfo de Vizcaya, y que se produce con mayor frecuencia en mayo. Esta situación muestra una moderada producción de precipitación por cada rayo que alcanza un valor medio de  $150 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo. 3) La tercera se corresponde con los flujos de tipo local que presentan una débil anomalía negativa del geopotencial a 500 hPa localizada sobre el Atlántico, y que se produce con mayor frecuencia en verano. Esta situación muestra una baja producción de precipitación por cada rayo, que alcanza un valor medio de  $15 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo.

A continuación, procederemos en un primer apartado, a analizar la producción de precipitación por rayo en las tres localidades seleccionadas mediante la técnica subjetiva de clasificación. En segundo lugar, presentaremos los resultados obtenidos aplicando las técnicas multivariantes al análisis de la producción de precipitación por rayo en las mismas tres localidades. Finalmente, expondremos las conclusiones más relevantes de este quinto capítulo.

## 5.2 ANÁLISIS DE LA PRODUCCIÓN DE PRECIPITACIÓN POR RAYO EN BILBAO, VITORIA Y SAN SEBASTIÁN

### 5.2.1 Procedimiento de análisis

En este apartado analizaremos las características de la producción de precipitación por rayo que se genera en las tormentas, en función de las situaciones meteorológicas bajo las cuales éstas se producen. El análisis de la producción de precipitación por rayo será realizado para tres localidades: Bilbao, San Sebastian y Vitoria.

El procedimiento seguido para realizar este análisis consta de 3 puntos:

#### 1) Selección y cálculo de los parámetros sujetos a estudio.

En este punto, seleccionaremos y calcularemos los valores de los parámetros físicos que nos servirán para analizar la producción de la precipitación por rayo y que vendrán dados por:

- a) El número de rayos (R) que se producen en un día de tormenta en un área de  $20 \times 20 \text{ km}^2$  centrada en cada una de las localidades del estudio.
- b) La precipitación diaria (P) registrada en cada localidad, contabilizada en milímetros de altura. Esta precipitación se obtiene de las estaciones meteorológicas que AEMET mantiene en las tres localidades señaladas.
- c) El factor (P/R), que resulta de dividir la precipitación diaria registrada en una estación (P), entre el número de rayos (R) contabilizados en un área  $20 \times 20 \text{ km}^2$  alrededor de ella, en un día de tormenta. Para calcular el número de metros cúbicos de precipitación producidos por cada rayo, este factor (P/R) deberá ser multiplicado por la constante de conversión  $4.10^5 \text{ m}^3$ , obtenida al asumir que en el área de  $20 \times 20 \text{ km}^2$  centrada en cada una de las localidades del estudio la precipitación tiene el mismo valor en milímetros de altura.

Las razones por las cuales se elige en nuestro estudio un área de  $20 \times 20 \text{ km}^2$  centrada en cada una de las localidades para contabilizar los rayos son diversas: por un lado, tanto el rango de error en la localización de los rayos que puede ser de hasta 5 km, como el escaso número de rayos que pueden contabilizarse en áreas inferiores a la señalada, inducen a acotar por su límite inferior el área elegida a este valor. Por otro lado, si escogemos un área superior, podemos contabilizar rayos de tormentas que pasan muy alejadas de la localidad. Además, el error de asumir la aproximación realizada de que la precipitación de la localidad representa la de toda el área, es mayor cuanto mayor sea el área escogida.

#### 2) Clasificación de cada día de tormenta en función de los tipos de tiempo expuestos en el capítulo tercero.

Cada día de tormenta que ocurre en alguna de las localidades del estudio, se asigna a uno de los 31 tipos de tiempo obtenidos en la clasificación desarrollada en el capítulo

tercero, no teniéndose en cuenta los días de tormenta en los que no se ha registrado precipitación o esta ha sido inferior a 1mm.

3) Cómputo del número de días de tormenta (N) correspondientes a cada tipo de tiempo que ocurren en cada mes, y cálculo del promedio diario del factor (P/R) y de su desviación estándar (SD) para los (N) días de tormenta computados en cada mes y para cada tipo de tiempo.

Toda la información correspondiente al estudio realizado se presenta en 2 grupos de tablas para cada localidad en estudio:

El primer grupo de tablas (Tabla 5. 1, Tabla 5. 2 y Tabla 5. 3), presentan para cada tipo de tiempo y mes del año los siguientes parámetros: el promedio diario del factor (P/R) (que figura en primer término), su desviación estándar (SD) (en paréntesis y en segundo término) y el número de casos o días de tormenta (N) (que figura en último término).

En la parte inferior de la tabla encontramos los parámetros: PROM = Promedio diario mensual del factor (P/R) y su desviación estándar SD. N= Número de días de tormenta mensual. R= Número de rayos mensual. P= Precipitación mensual durante los días de tormenta. MED MEN= Valor medio mensual del factor (P/R) calculado al dividir la precipitación mensual P entre el número de rayos mensual R.

El segundo grupo de tablas (Tabla 5. 4, Tabla 5. 5 y Tabla 5. 6), corresponde al mismo análisis de las tablas anteriores, pero agrupando los datos según los tipos de flujo a 850hPa: Marítimo, Ibérico, Continental y local. Presentan los mismos factores que la primera tabla, pero en este caso las tormentas se agrupan en función de tipo de flujo.

Un primer examen de estas tablas nos indica que el valor de la desviación estándar del factor P/R es en muchos casos del orden del valor del promedio diario o superior. Este hecho indica la dispersión existente en los valores correspondientes a la producción de precipitación por rayo, y nos da idea de la problemática existente a la hora establecer relaciones sencillas entre la producción de precipitación y los rayos. De hecho, el rango de variabilidad que el factor P/R presenta en las tablas se sitúa entre valores que superan los 30 mm/rayo ó  $1200 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  de precipitación por rayo, hasta valores del orden de 0,01 mm/rayo ó  $0,4 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  de precipitación por rayo.

CAPÍTULO 5: RAYOS-PRECIPITACIÓN SEGÚN TIPO DE TIEMPO EN LAS 3 CAPITALES CAPV

**Tabla 5. 1. Distribución mensual en Bilbao por tipo de tiempo, del promedio diario del factor (P/R) (que figura en un primer término), la desviación estándar (en paréntesis) y en último lugar el número de casos o días de tormenta. En la parte inferior de la tabla encontramos los parámetros: PROM = Promedio diario mensual. SD= Desviación estándar. N= Número de casos. R= Número de rayos mensual. P= Precipitación mensual durante los días de tormenta. MED MEN= Valor medio mensual del factor (P/R)**

Tipo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
1		7	14	9,3								
2	29	7,25 (0,35) 2	33	2	0,1	0,27	0,1		1,16	1,42 (0,59) 2	17,2 (21,5) 4	6,1
3				1,75 (1,77) 2	0,51					17,5 (21,5) 2	9	3,1 (1,23) 2
4	6,9 (8,6) 2	5		4								
5	44											
6	7 (0,42) 3	2,71	20	2,58 (0,12) 2			3		0,67	0,95 (0,54) 2		9,5
7				0,7	2	0,12						
8	1,62	2,02	1,62 (1,08) 3			8					3,5	
9					1,17			0,19	2		30,5 (0,5) 2	
10				0,5						5		6,5 (0,7) 2
11									0,4	0,04		
12												
13				1								
14				9,5 (7,49) 2								
15									6,5			
16					0,96 (1,48) 4							
17												
18												
19		0,67		2,14								
20		3,8		7,6 (4,5) 4		2,7 (3,24) 2				5,7 (1,8) 2		
21												
22												
23						0,11			0,2	0,17		
24					2,5 (0,7) 2	1,02 (1,74) 6	0,16 (0,26) 6	0,76 (0,79) 4	1,83 (0,24) 2			
25												
26					0,85		0,53		3,7 (0,42) 2			
27							0,29 (0,18) 3	0,73 (0,93) 5				
28												
29	1			6,8 (6,49) 3	0,2 (0,25) 3	2,65 (5,22) 5		1,2	0,67	15		
30						2,7 (3,8) 2	0,39 (0,44) 4	0,12				
31												
PROM	12,3	4,5	10,2	5,1	1,45	2,04	0,44	1,38	1,9	5,6	17,8	5,8
SD	14,7	2,6	12,9	4,3	2	3,4	0,74	2,8	1,9	6,7	18,6	2,5
N	9	8	6	20	14	19	16	12	11	12	8	6
RAYOS	23	66	100	107	179	753	978	761	55	165	27	13
PREC	158	144	171	270	90	138	133	201	79	193	206	76
MED MEN	6,87	2,18	1,71	2,52	0,50	0,18	0,14	0,26	1,44	1,17	7,63	5,85

CAPÍTULO 5: RAYOS-PRECIPITACIÓN SEGÚN TIPO DE TIEMPO EN LAS 3 CAPITALES CAPV

**Tabla 5. 2. Distribución mensual en Vitoria por tipo de tiempo, del promedio diario del factor (P/R) (que figura en un primer término), la desviación estándar (en paréntesis) y en último lugar el número de casos o días de tormenta. En la parte inferior de la tabla encontramos los parámetros: PROM = Promedio diario mensual. SD= Desviación estándar. N= Número de casos. R= Número de rayos mensual. P= Precipitación mensual durante los días de tormenta. MED MEN= Valor medio mensual del factor (P/R)**

Tipo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
1							2					
2					0,52	9	0,33		2,69 (1,85) 2			2
3				0,55								
4												
5												
6		22	6,3 (7) 2		1							
7				1	0,38	0,68						
8			3,23 (3) 2	1,86						32,6		
9					4	8		8				
10				8	5,25							7,4
11									0,36			
12												
13				2,76 (3,31) 2	0,35							
14								3,2				
15												
16					2,45 (2,22) 6							
17												
18												
19		6,3										
20		19	20			6						
21												
22												
23					0,044	0,4	0,075		2,5			
24					0,5	0,17 (0,08) 3	0,14 (0,1) 5	1,72 (1,71) 4	0,48			
25												
26					1,5	0,19			1,6 (1) 2			
27							1,56 (2,12) 3	0,44 (0,39) 5				
28												
29				21,5	4,56 (7,3) 3	0,46 (0,28) 3		0,53 (0,11) 2				
30						0,64 (0,84) 4	0,48 (0,46) 3	1,25 (1,75) 2				
31												
PROM	15,8	4,8	8,4	2,94	1,58	0,76	2,31	1,7	32,6			4,7
SD	8,3	4,77	8,9	3,41	2,63	1,16	2,57	1,31				3,8
N	3	5	7	18	16	14	15	7	1			2
RAYOS	0	5	9	36	207	487	486	628	116	1	0	2
PREC	0	60	58	117	130	151	98	249	72	33	0	10
MED MEN		12	6,44	3,25	0,63	0,31	0,20	0,40	0,62	33		5

CAPÍTULO 5: RAYOS-PRECIPITACIÓN SEGÚN TIPO DE TIEMPO EN LAS 3 CAPITALES CAPV

**Tabla 5. 3. Distribución mensual en San Sebastián por tipo de tiempo, del promedio diario del factor (P/R) (que figura en un primer término), la desviación estándar (en paréntesis) y en ultimo lugar el número de casos o días de tormenta. En la parte inferior de la tabla encontramos los parámetros: PROM = Promedio diario mensual. SD= Desviación estándar. N= Número de casos. R= Número de rayos mensual. P= Precipitación mensual durante los días de tormenta. MED MEN= Valor medio mensual del factor (P/R)**

Tipo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
1		6,83		12,5					16			
2	5,68 (3,27) 2	11 (6) 4	20	26			2		8	1,4 (0,56) 3	0,31	21,5 (17,6) 2
3					1,54				3			2
4	4			5					1,86	1,35	4	
5												
6	8,36	29	2,4			6	5		2,5	3,44 (3,71) 3		55
7						0,72						
8	35	16,9 (14,9) 2	1,86 (2,36) 3						1,33		13,6	
9					2,28			3,27	2,26			
10					12,7							
11									2			
12												
13												
14				6,7 (1,84) 2				34				
15												
16					0,99 (0,65) 6			0,93				
17												
18												
19		6,1		1,71								
20				8,1 (11,9) 2		3,73 (4,9) 2				4,3 (4,9) 2		
21												
22												
23						0,75	1			2		
24					5,25	1,42	2,07 (3,94) 4	0,83	16			
25												
26							0,16		2,17			
27							0,0098	0,55 (0,72) 5				
28								0,67				
29				7,4 (10,3) 2	0,89 (0,99) 3	16,6 (33) 4		0,91 (0,80) 2	0,46			
30						0,18 (0,095) 2	0,96 (0,71) 2	0,37 (0,41) 2				
31												
TOTAL	10,45	13	6,4	8,97	2,34	6,95	1,75	3	5	2,65	6	24
SD	12,2	9,5	9,26	8	3,25	18,75	2,44	8,19	5,7	2,37	6,89	22,6
N	5	8	5	10	13	12	11	15	11	10	3	4
RAYOS	18	23	47	36	256	265	491	552	96	51	21	8
PREC	115	222	73	176	188	157	94	287	189	107	65	104
MED MEN	6,39	9,65	1,55	4,89	0,73	0,59	0,19	0,52	1,97	2,10	3,10	13

**Tabla 5. 4. Distribución mensual en Bilbao por tipo flujo, del promedio diario del factor (P/R) (que figura en un primer término), la desviación estándar (en paréntesis) y en ultimo lugar el número de casos o días de tormenta**

Flujo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Marítimo	13,7 (15,1) 8	5,2 (2,37) 6	12 (13) 6	3,1 (2,8) 8	0,94 (0,82) 4	2,8 (4,5) 3	1,55 (2) 2	0,19	1,27 (0,67) 3	6,6 (8,6) 6	17,8 (16,9) 8	5,46 (3,1) 4
Ibérico				6,5 (5,4) 4	0,96 (1,48) 4				3,45 (4,3) 2	2,54 (3,5) 2		6,5 (0,7) 2
Continental		2,27 (2,27) 2		6,5 (4,6) 5		2,7 (3,24) 2				5,7 (1,8) 2		
Local	1			6,8 (6,5) 3	1,08 (1,18) 6	1,78 (3,4) 14	0,28 (0,30) 14	0,73 (0,76) 11	1,99 (1,48) 6	5,48 (8,26) 2		

**Tabla 5. 5. Distribución mensual en Vitoria por tipo flujo, del promedio diario del factor (P/R) (que figura en un primer término), la desviación estándar (en paréntesis) y en ultimo lugar el número de casos o días de tormenta**

Flujo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Marítimo		22	4,8 (4,77) 4	0,77 (0,31) 3	1,45 (1,72) 4	3,84 (4,5) 3	1,16 (1,2) 2	8	2,68 (1,86) 2	32,6		2
Ibérico				4,23 (3,63) 3	2,85 (2,31) 8			3,2	0,36			7,4
Continental		12,6 (8,9) 2	20			6						
Local				21,5	3,68 (6,24) 6	0,47 (0,53) 12	0,68 (1,2) 12	1,12 (1,23) 13	1,55 (1) 4			

**Tabla 5. 6. Distribución mensual en San Sebastián por tipo flujo, del promedio diario del factor (P/R) (que figura en un primer término), la desviación estándar (en paréntesis) y en último lugar el número de casos o días de tormenta**

Flujo	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Marítimo	10,4 (12,2) 5	14,2 (9,74) 8	6,4 (9,26) 5	14,5 (10,64) 3	1,6 (1,01) 2	3,36 (3,7) 2	3,5 (2,5) 2	3,27	5 (5,3) 7	2,27 (2,43) 9	6 (6,9) 3	24 (22,6) 4
Ibérico				6,7 (1,83) 2	2,66 (4,46) 7			17,4 (23,8) 2	2			
Continental		6,1		6 (8,69) 3		3,73 (4,9) 2						
Local				7,4 (10,3) 2	1,42 (2) 4	6,35 (19,7) 8	1,15 (2,45) 9	0,51 (0,54) 12	6,2 (8,5) 3	2		

## 5.2.2 Resultados

Del análisis de las tablas anteriores obtenemos los resultados siguientes:

### 1) Número de rayos y días de tormenta

Respecto al número de rayos y el número de días de tormenta, se observa una variación estacional en las tres localidades que es más marcada en Vitoria donde el número rayos en otoño e invierno es incluso nulo en algunos meses. El número de rayos mensuales presenta un máximo en los meses veraniegos, disminuyendo en primavera y otoño hasta alcanzar su mínimo en invierno en todas las localidades analizadas (Figura 5. 1). Por otro lado, el número de casos de tormentas correspondientes a un determinado tipo de tiempo para un mes determinado (N) no supera los 6 casos en ninguno de ellos, con lo que la significación estadística de los valores recogidos en las tablas es limitada. En muchos de los casos tan solo se registran 1 ó 2 tormentas por mes en todo el periodo.

### 2) Carácter de la precipitación

Respecto al carácter de la precipitación, observamos que la precipitación registrada mensualmente durante los días con tormenta no presenta una clara estacionalidad (Figura 5. 2). Por otro lado, la precipitación media mensual registrada en las tres localidades (Figura 5. 3) presenta un patrón similar en todas ellas, con un máximo en el mes de abril y durante los meses invernales, y con un mínimo en verano. Este hecho pone de manifiesto que la precipitación de tipo tormentoso presenta una mayor proporción en verano que en invierno, llegando a constituir en esta época casi el 90% del total en Vitoria, el 60% en Bilbao y el 40% en San Sebastian.



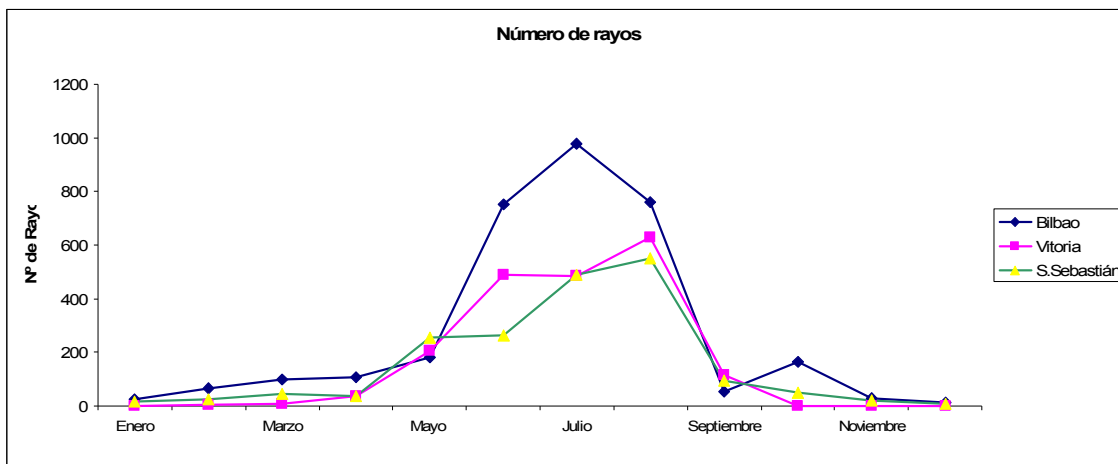


Figura 5. 1. Distribución mensual del número de rayos sobre Bilbao, Vitoria y San Sebastián durante el periodo 1992-1996

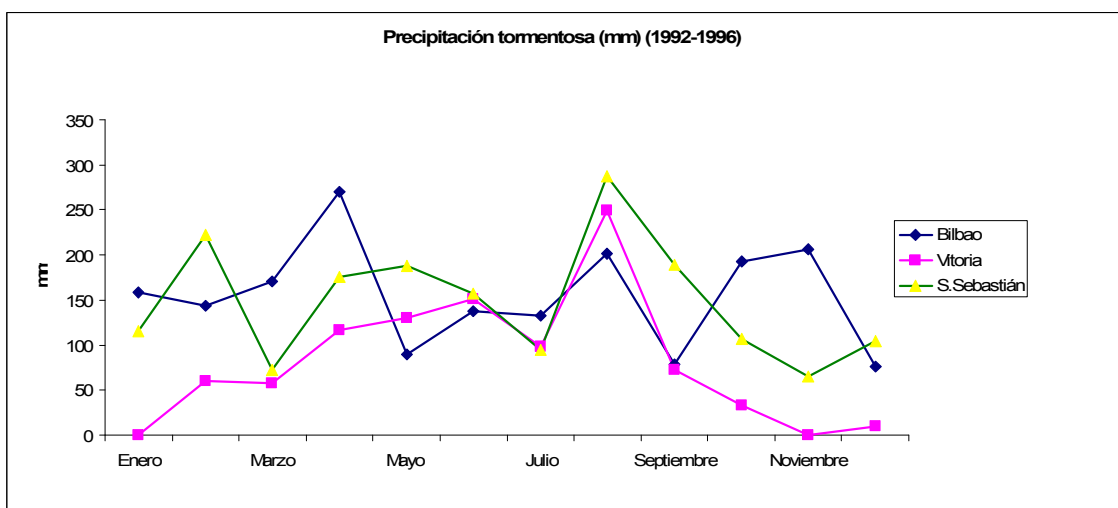


Figura 5. 2. Distribución mensual de la precipitación bajo eventos tormentosos en Bilbao, Vitoria y San Sebastián durante el periodo 1992-1996

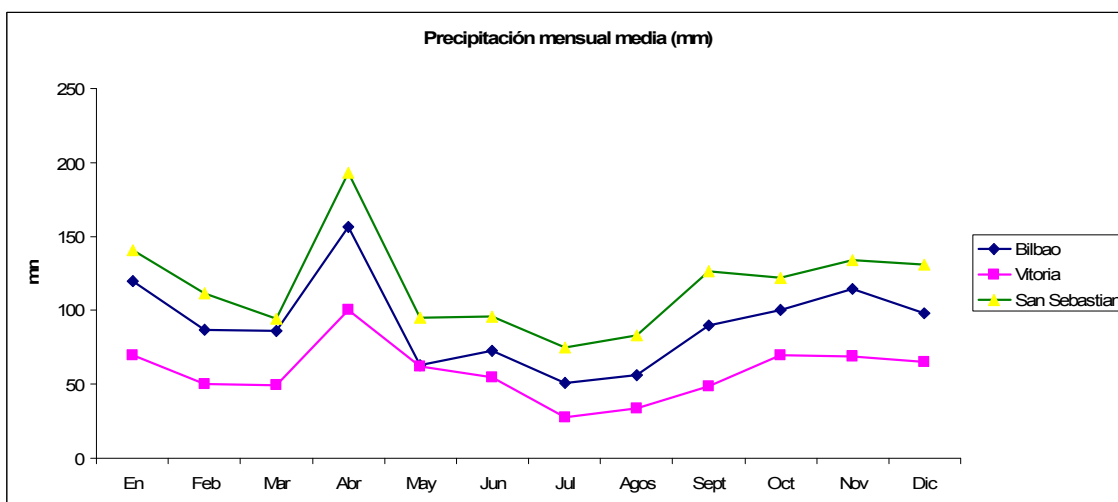


Figura 5. 3. Distribución de la precipitación media mensual en Bilbao, Vitoria y San Sebastián durante el periodo 1992-1996

### 3) Estudio estacional del factor P/R

Del análisis de las tablas anteriores se deduce un comportamiento estacional de las relaciones P/R en las localidades sujetas a estudio

Los valores más bajos del factor P/R se producen en el mes de julio, cuando el promedio diario de precipitación por cada rayo alcanza: 18, 30 y  $70 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Bilbao, Vitoria y San Sebastián respectivamente. En los meses invernales estos valores ascienden sensiblemente, encontrándose promedios mensuales diarios máximos situados entre  $780$  y  $1300 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en las tres localidades. En primavera encontramos valores intermedios, con valores que en abril alcanzan los  $240$ ,  $340$  y  $360 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo, en Bilbao, San Sebastián y Vitoria respectivamente. Analizando los valores medios mensuales en lugar del promedio diario mensual obtenemos resultados similares; en el mes de julio la precipitación media por rayo presenta valores similares en Bilbao, Vitoria y San Sebastián, con  $5,6$ ,  $8$  y  $7,6 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  de precipitación por rayo respectivamente. En los meses invernales, los valores medios mensuales en las tres localidades ascienden hasta unos valores que varían entre los  $300$  y  $1300 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo.

### 4) Estudio del factor P/R según las configuraciones meteorológicas tipo

Del análisis de las tablas anteriores de la producción de precipitación por rayo según las configuraciones sinópticas correspondientes aun flujo dado obtenemos lo siguiente:

a) Flujos marítimos: en el caso de los tipos marítimos existe una estacionalidad de la producción de precipitación por rayo con valores mínimos en verano y máximos en invierno. En los meses de otoño e invierno se observan valores de  $780$ ,  $1300$  y  $1000 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Bilbao, Vitoria y San Sebastián respectivamente. En los meses de primavera y verano estos valores disminuyen hasta cantidades que se sitúan entre  $10$ - $120 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en las tres localidades.

b) Flujos ibéricos: La actividad tormentosa de los tipos ibéricos en las tres localidades de estudio se presenta principalmente en los meses de abril y mayo. En el mes de abril la producción de precipitación por rayo es similar en las tres localidades y claramente superior a la de mayo, sobre todo en Bilbao, donde en abril la precipitación generada por rayo es de  $260 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  frente a los  $38 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  del mes de mayo. Por otro lado, entre los tipos ibéricos destaca el tipo 16 (Depresión Atlántica, desprendida) en mayo, por su frecuencia de aparición y número de días de tormenta. El valor de la precipitación generada por rayo en este último caso es de  $38$ ,  $98$  y  $40 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Bilbao, Vitoria y San Sebastián respectivamente.

c) Flujos continentales: en este caso, las tormentas se producen principalmente en los meses invernales y primaverales bajo las configuraciones sinópticas tipo 19 (Depresión Mediterránea-Europea, meridiana) y tipo 20 (Depresión Mediterránea-Europea, meridiana). Los valores de precipitación generada por cada rayo bajo estos tipos de tiempo varían entre los  $100$  y  $800 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en las tres localidades, correspondiendo los valores más elevados a la localidad de Vitoria en febrero y marzo, y los más bajos a Bilbao en febrero y junio.

d) Flujos locales: existen tres tipos de configuraciones sinópticas fundamentales bajo las que se producen tormentas: el pantano barométrico y la baja térmica, propias del verano, y las depresiones aisladas en altura, que pueden aparecer en cualquier época del año. En el caso de las bajas térmicas y pantanos barométricos, la precipitación generada por cada rayo alcanza los valores mínimos en los meses de verano, con valores que en el mes de julio son de  $11 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Bilbao,  $19 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en junio en Vitoria, y  $20 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en agosto en San Sebastián. Por otro lado, el tipo local 29 (Depresión Aislada Peninsular) presenta los valores más elevados de producción de precipitación por rayo, mostrando, además, una gran variabilidad mensual y espacial. De hecho en abril supera los  $250 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  de precipitación por rayo en Bilbao, y en junio los  $660 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en San Sebastián

e) En verano, aunque el número de casos de los tipos de carácter marítimo es bajo, éstos presentan en general una mayor producción de precipitación por rayo que los tipos locales. Este hecho se muestra más evidente en Vitoria, donde entre junio y Septiembre los tipos marítimos presentan una producción de precipitación por rayo de  $125 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  y los tipos locales  $28 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ . En estos mismos valores son para Bilbao de 80 y  $45 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  respectivamente, y en San Sebastián de  $120 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  y  $55 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ .

Por otro lado, un examen de la producción de precipitación según el carácter de la masa de aire definida por el flujo en el nivel de 850 hPa, y cuyos aspectos principales han sido comentados con anterioridad, ha dado lugar a la publicación: A. Ezcurra, Areitio, J., Herrero I. (2002). **“Relationships between cloud to ground lightning and surface rainfall during 1992-1996 in the Spanish Basque Country area”**. En esta publicación se detallan los resultados obtenidos siguientes:

a) La producción de precipitación por rayo estimada durante todo el periodo fue de 23, 38 y  $21 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo en Bilbao, San Sebastián y Vitoria. La producción de precipitación ha sido evaluada a partir de la precipitación colectada en cada estación y el número total de rayos por unidad de superficie medidos en un área de  $20 \times 20 \text{ km}^2$  centrada sobre la estación de medida.

b) Cuando se estudia la producción promedio diaria de precipitación por rayo, los valores resultantes son 176, 244 y  $144 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  para Bilbao San Sebastián y Vitoria respectivamente, con una desviación estándar de 304, 500 y  $264 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ . Estos valores, distintos de los obtenidos al considerar la precipitación global y el número de rayos en todo el periodo, nos indican que no existe una correlación lineal entre la precipitación diaria y el número de rayos diario.

c) Las tormentas estudiadas en esta publicación se dividen en función de la procedencia de la masa de aire en el nivel de 850 hPa: tormentas de carácter marítimo (originadas bajo flujos del tercer cuadrante), y tormentas de carácter continental (originadas bajo regímenes de vientos locales o bien procedentes de la Península Ibérica). Las características más importantes de estos dos tipos de tormentas aparecen reflejadas en la Tabla 5. 7.

d) Las tormentas de origen oceánico presentan mayor producción de precipitación por rayo en las tres localidades que las continentales. Por otro lado, se observa igualmente una evolución anual de este parámetro, que disminuye durante el verano, tanto para las tormentas de carácter continental como oceánico. Este hecho parece indicarnos que las condiciones ambientales bajo las que se forman las tormentas juega un papel

fundamental en la producción de precipitación por rayo, indicando igualmente que los procesos que generan la precipitación y los rayos no están relacionados necesariamente.

e) En particular para las tormentas oceánicas Bilbao, San Sebastián y Vitoria presentan unos valores globales para la producción de precipitación de 67, 148 y  $119 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo respectivamente, mientras que para las tormentas de origen continental estos valores son de 11, 20 y  $14 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo. Durante el verano para el caso de las tormentas oceánicas los valores medios son de orden de 22, 50 y  $120 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo en Bilbao, Vitoria y San Sebastián, y de 8, 10 y  $15 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo el caso de las tormentas continentales respectivamente.

f) No obstante, y a pesar de la dispersión de los valores encontrados en la relación entre la producción de precipitación y el número de rayos, en este estudio se observan algunas situaciones en las que la correlación entre la producción de precipitación y los rayos presentan un valor elevado. Tales son los casos de las tormentas en Bilbao en el mes de febrero ( $r = 0,98$ ) y las continentales en Vitoria durante el mes de agosto ( $r = 0,86$ ). Este hecho sugiere que la aplicación de criterios de homogenización, tales como las clasificaciones meteorológicas empleadas en la clasificación de tormentas, podría ofrecer buenos resultados en la correlación entre rayos y producción de precipitación.

**Tabla 5. 7. Carácter de la masa de aire, localidad (estación meteorológica), precipitación total (expresada en mm ), promedio diario (rango de variación entre paréntesis) y media global de la producción de lluvia (expresada en  $10^4 \text{ m}^3$  por rayo), y número de rayos mediados en  $20 \times 20 \text{ km}^2$  centrados sobre Bilbao, San Sebastián y Vitoria durante tormentas de carácter oceánico y continental.**

Tipo	Localidad	Promedio diario	Precip.	Nº Rayos	Media global
OCEANICA	Bilbao	309 (4-1880)	968	580	67
	San Sebastian	371 (8-2040)	876	236	148
	Vitoria	218 (12-1304)	237	80	119
CONTINENTAL	Bilbao	85 (0.4-600)	643	2381	11
	San Sebastian	135 (2-2640)	774	1528	20
	Vitoria	59 (0.5-860)	616	1747	14

### 5.3 ANÁLISIS MULTIVARIANTE DE LA PRODUCCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN TORMENTAS SOBRE EL PAÍS VASCO DURANTE EL PERÍODO 1992-1996

En este punto realizaremos un análisis multivariante de la producción de precipitación en las tormentas observadas en el País Vasco durante el periodo 1992-1996 mediante las técnicas de análisis en componente principales (PCA), y los mapas autoorganizados de Kohonen (SOM). Los resultados de este análisis figuran en la publicación del Anexo II Ezcurra et. al. (2008) “Rainfall yield characteristics of electrical storm observed in the Spanish Basque Country area Turing the period 1992-1996.”.

El análisis en componentes principales es comúnmente utilizado en las ciencias geofísicas, pues permite la reducción de las correlaciones internas de los datos y en consecuencia puede ser usado para identificar las principales características de los fenómenos estudiados. El método SOM, también conocido como “Redes de Kohonen” en honor a su autor, consiste un grupo de redes neuronales que identifican grupos o patrones en un conjunto de datos determinado. Esta herramienta estadística consiste en un grupo de redes neuronales artificiales basadas en las propiedades topológicas del cerebro humano y su proceso de la información: Kohonen (1982), Haykin (1994), Fauset (1994) y Patterson (1996). Esta herramienta estadística está diseñada para el aprendizaje no supervisado y es entrenada usando el algoritmo de Kohonen. Este algoritmo no necesita ejemplos de la variable de salida en el conjunto de datos. Los nodos de la superficie de salida se organizan en un mapa topológico formando un enrejado bidimensional. El algoritmo de entrenamiento de Kohonen es diseñado para favorecer la formación de grupos de casos similares en posiciones cercanas del enrejado bidimensional. Esto permite identificar y etiquetar conjuntos independientes, incluso en ausencia de datos ya etiquetados a través de un entrenamiento previo. Las etiquetas de cada clase son asignadas a los nodos, y es la clase del nodo “ganador” durante la ejecución del algoritmo la que constituye la clase o agrupación estimada. El método SOM puede ser entendido como una proyección no lineal de un espacio multidimensional en un plano de dos dimensiones. Puntos próximos unos a otros en el espacio multidimensional deben estar próximos igualmente en el espacio o rejilla bidimensional. En consecuencia, pueden ser identificados grupos o patrones debido a que se puede esperar que estos se asignen a un mismo nodo. El método SOM ha encontrado aplicaciones en estudios de meteorología y climatología para detectar anomalías en los patrones de circulación sinóptica, en el estudio de meteorología severa, y en la predicción meteorológica (Cavazos. 1999; Cavazos. 2000; Hewinston y Crane. 2002; Gutiérrez et al. 2005).

En los siguientes puntos haremos un resumen de los resultados fundamentales que aparecen en la publicación de Ezcurra et al. (2008).

El análisis en componentes principales ha sido utilizado para caracterizar las relaciones generales entre precipitación y número de rayos en un total de 429 episodios ocurridos durante el periodo 1992-1996. Para este propósito se ha generado una base de datos correspondiente a los siguientes parámetros:

- a) **Nº Rayos:** número de rayos diarios detectados por la red de detección de rayos del INM en un área de 20.800 km<sup>2</sup> centrada en el País Vasco entre las coordenadas 42°

24'- 43° 36' N y 3° 36'- 1° 24' W. Todos los casos con al menos 1 rayo han sido considerados.

b) **N°RBI, N°RSS, N°RVI**: número de rayos diario detectados sobre un área de 20 x 20 km<sup>2</sup> centrada sobre las estaciones meteorológicas del INM de Bilbao, San Sebastián y Vitoria.

c) **PBI, PSS, PVI**: precipitación diaria (en mm) recogida durante los episodios de tormenta en Bilbao, San Sebastián y Vitoria.

Los resultados del análisis en componentes principales de los parámetros indicados, se presentan en la Tabla 5. 8. En esta tabla aparecen: la varianza total explicada por cada nuevo eje, y los coeficientes que definen la combinación lineal que conforman los nuevos ejes sintéticos a partir de los iniciales. Debido a que los datos utilizados en nuestro estudio, el número de rayos y la precipitación, presentan rangos de variación no similares (la precipitación varía en unos órdenes de magnitud situados entre 0 y 100 mm y el número de rayos entre 1 y 10000), el análisis en componentes principales ha sido realizado con datos estandarizados.

**Tabla 5. 8. Resultados del análisis en componentes principales PCA: Los valores presentados son la Varianza y los Coeficientes Lineales que refieren los datos originales a los nuevos ejes sintéticos (Axis)**

	<b>Varianza</b>	<b>N° Rayos</b>	<b>N°RBI</b>	<b>N°RSS</b>	<b>N°RVI</b>	<b>PBI</b>	<b>PSS</b>	<b>PVI</b>
<b>AXIS 1</b>	0.40	0.79	0.62	0.57	0.66	0.60	0.55	0.62
<b>AXIS 2</b>	0.28	0.54	0.50	0.38	0.24	-0.61	-0.65	-0.62
<b>AXIS 3</b>	0.11	-0.05	-0.52	0.08	0.64	-0.25	-0.05	0.12
<b>AXIS 4</b>	0.10	-0.14	-0.22	0.70	-0.25	-0.04	0.22	-0.14
<b>AXIS 5</b>	0.05	-0.04	-0.09	0.15	-0.05	0.29	-0.48	0.18
<b>AXIS 6</b>	0.04	0.01	-0.08	-0.04	0.15	0.33	0.04	-0.40
<b>AXIS 7</b>	0.02	0.25	-0.17	-0.05	-0.11	0.00	0.01	0.00

Para interpretar los resultados del análisis en componentes principales recordamos que cada episodio en nuestra base de datos representa un punto en un espacio de 7 dimensiones. Después del análisis en componentes principales, cada punto de este espacio puede ser representado por un nuevo grupo de 7 coordenadas (componentes principales C1-C7) que lo refieren a un nuevo sistema formado por 7 nuevos ejes. Estos nuevos ejes sintéticos están formados por combinación lineal de los originales y pueden considerarse como procesos independientes que pueden ser usados para identificar todas las observaciones.

De la Tabla 5. 8. se puede deducir que el 90% de la variabilidad de los datos puede ser explicada por medio de los 4 primeros ejes ortogonales sintéticos encontrados a través del PCA. Por tanto, podemos considerar que cada tormenta acaecida en el País Vasco en el periodo señalado puede ser representada como una combinación lineal de 4 variables independientes que afectan la relación entre la precipitación y los rayos sobre un área.

El más importante proceso encontrado por el PCA, el primer eje ortogonal, explica el 40% de la varianza y representa un proceso en el cual todas las variables tienen la misma tendencia, es decir, si una de estas variables aumenta, también lo hacen el resto.

En nuestro caso puede ser interpretado en el sentido que, en este modo, el número de rayos observado esta relacionado con la cantidad de precipitación registrada.

Cuando calculamos la producción de precipitación asociada con el modo representado por el primer eje ortogonal calculado por PCA, esta decrece en una cantidad similar en las tres estaciones según el número de rayos aumenta. Los valores de la producción de precipitación por rayo cuando el número de rayos es elevado, es del orden de  $30 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo, valor similar al encontrado por Ezcurra et al. (2002) para estas situaciones. Este hecho indica que la producción de precipitación por rayo tiende a permanecer constante en todo el territorio estudiado cuando se incrementa el número de rayos, debido probablemente a que las tormentas tienden a cubrir más homogéneamente toda el área.

Respecto al segundo eje ortogonal que representa un 28% de la varianza, podemos ver que presenta una variación lineal en la cual la precipitación y el número de rayos presentan una tendencia opuesta. Este segundo eje sintético esta conectado con la fuerte tendencia estacional que afecta a la precipitación y al número de rayos: en verano el número de rayos aumenta, sin embargo, la precipitación total registrada disminuye. En invierno ocurre el hecho contrario. De hecho, como se observa en la Figura 5. 4, cuando se representa el valor medio mensual del coeficiente C2 (segunda componente del PCA) a lo largo del año, se aprecia una clara tendencia estacional.

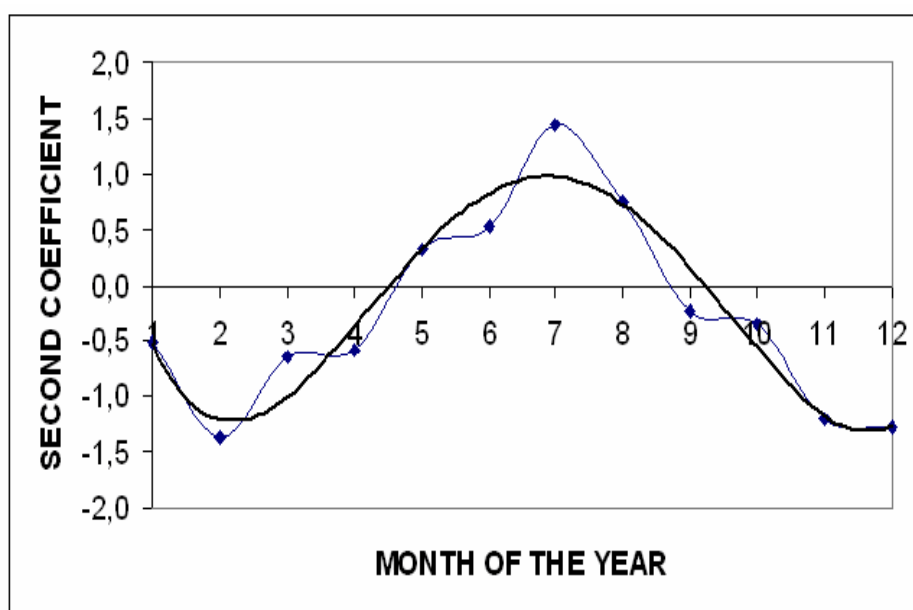
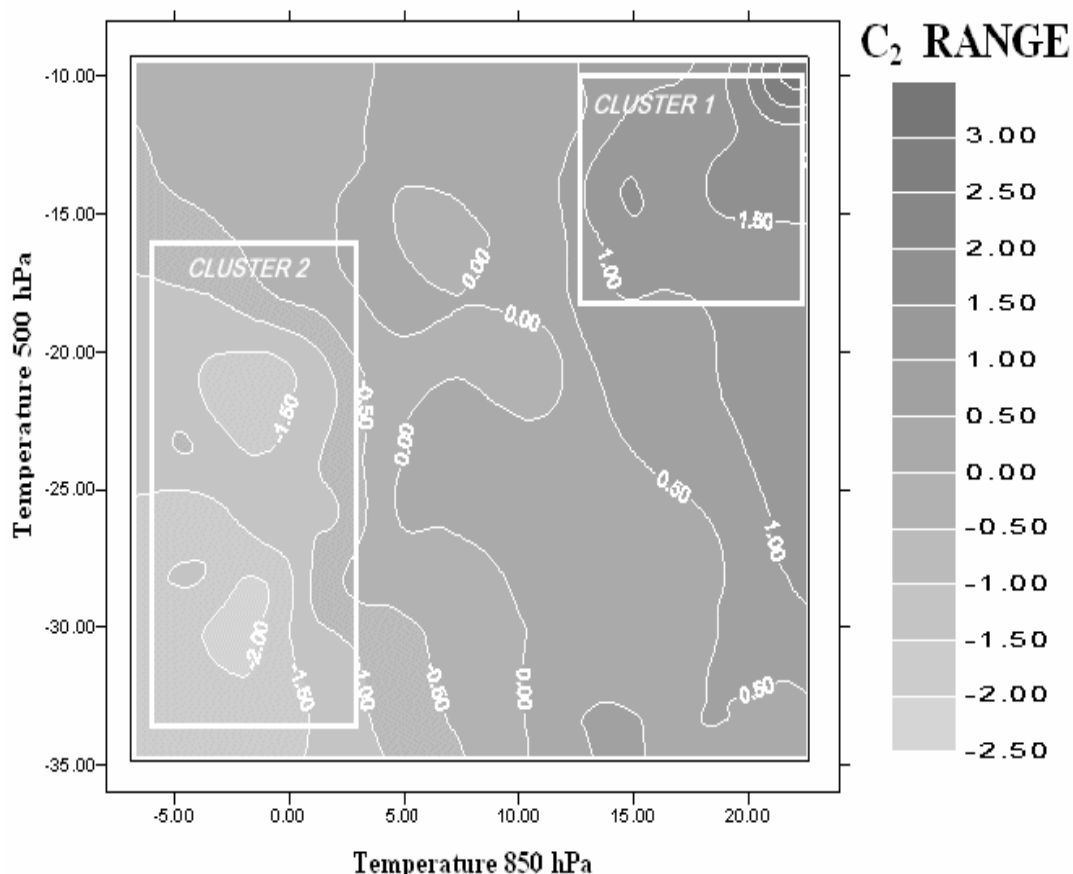


Figura 5. 4. Evolución mensual de los valores medios del segundo coeficiente C2 durante episodios de tormenta del periodo 1992-1996 (la línea continua es una interpolación polinómica).

Por otro lado, si representamos el valor del coeficiente C2 en función de la temperatura a 850 y 500 hPa, se observa que sus valores extremos se alcanzan igualmente con los valores extremos de las temperaturas a esos niveles, como se observa en la Figura 5. 5. Este hecho permite caracterizar la existencia de dos conjuntos de datos: el primero de ellos correspondiente a los casos de elevadas temperaturas y gran cantidad de rayos (tormentas de verano), y el segundo de ellos a los casos de escasa producción de rayos con las temperaturas más bajas, aunque con elevadas precipitaciones (tormentas oceánicas invernales).



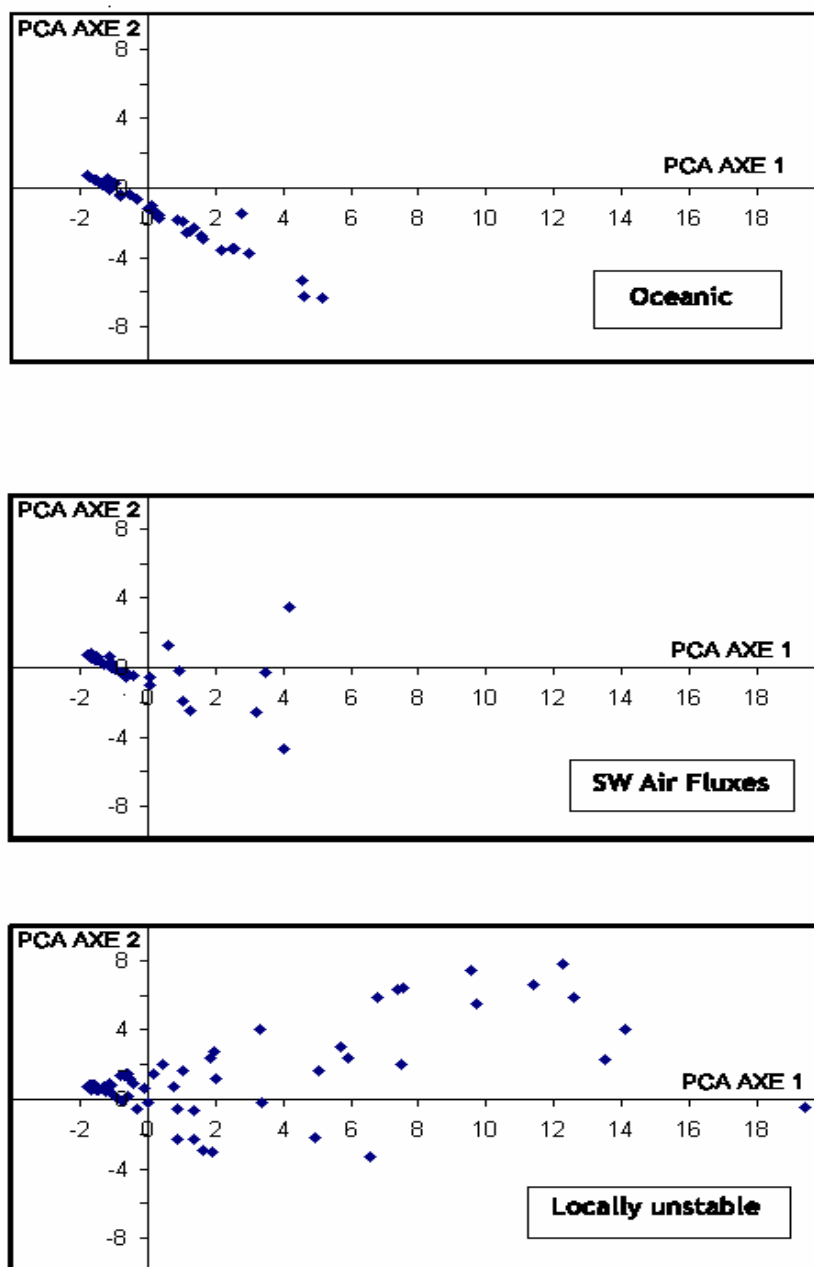
**Figura 5. 5. Valor medio del segundo coeficiente C2 (coordenada en PCA AXIS 2) en función de la temperatura a 850 y 500 hPa sobre el País Vasco**

Finalmente, hacemos notar que los ejes 3 y 4 deducidos a partir del análisis de PCA representan casos de difícil interpretación y están relacionados, más bien, con fenomenología tormentosa asociada a flujos del suroeste, o correspondientes a casos de inestabilidad local, no siendo analizados más que de forma somera en esta tesis.

Concluyendo, los dos primeros ejes obtenidos en PCA sugieren que los datos pueden ser separados en 3 grupos fundamentales: El primer grupo representaría los casos representados por la primera componente principal. Los otros dos grupos representarían los valores opuestos del eje C2 que agrupan los episodios invernales y veraniegos.

Por otro lado, representando las coordenadas de los diferentes eventos tormentosos en el subespacio de los ejes 1 y 2 obtenidos por el análisis PCA, encontramos que las tres situaciones meteorológicas, previamente analizadas (flujos de tipo oceánico, flujo de componente sur o ibérico y situaciones tormentosas originadas por inestabilidad de tipo local) conforman tres diferentes regiones en este plano que corresponden a los tres grupos previamente mencionados. Como podemos ver en la Figura 5. 6, los eventos oceánicos están representados por valores con valores negativos de las coordenadas C2. Los eventos correspondientes a flujos del SW están representados por valores próximos a cero de las coordenadas C2. Las situaciones localmente inestables están representadas por valores de C2 mayoritariamente positivos.





**Figura 5. 6. Grupos de eventos tormentosos referenciados en el plano formado por los ejes 1 y 2 (AXIS1-AXIS2) del análisis en componentes principales PCA, bajo flujos de aire oceánico, ibérico o del SW, y situaciones localmente inestables.**

Con el ánimo de confirmar la existencia de los grupos de situaciones sugeridos por el análisis PCA, hemos intentado identificar patrones meteorológicos correspondientes a distintos episodios tormentosos por medio de las técnicas de mapas autoorganizados de Kohonen (SOM). El objetivo final al aplicar el método SOM en este estudio es descubrir patrones meteorológicos asociados a los rayos y la producción de

precipitación en el País Vasco, y observar si estos confirman o no el análisis subjetivo realizado anteriormente.

Para este análisis se ha empleado la misma base de datos que la empleada en el PCA, a la que se ha añadido un nuevo grupo de variables meteorológicas: la temperatura y la dirección del viento a 500 y 850hPa (dirección del viento en 8 direcciones correspondientes a la rosa de los vientos más otra caracterizada como Local cuando el módulo del viento geostrofico es próximo a cero). La temperatura máxima en superficie también ha sido tomada en cuenta en el estudio.

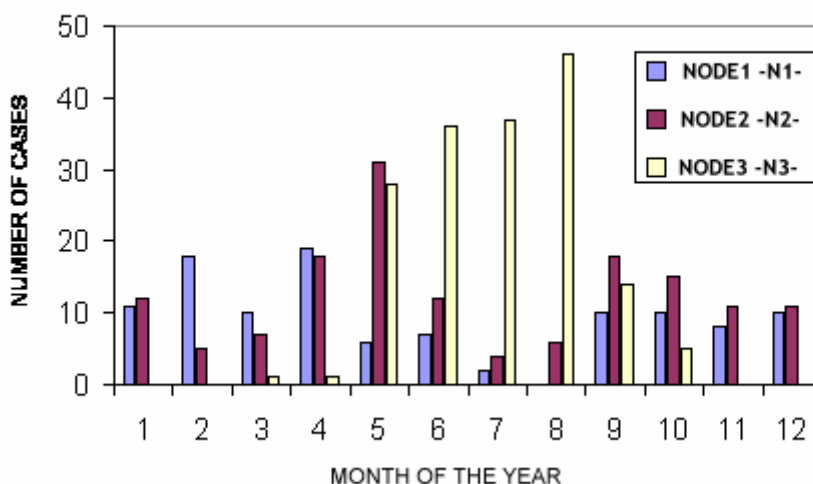
El análisis SOM ha sido realizado con 14 nodos de entrada y 3 nodos de salida de estructura 3x1, con vista a confirmar o no la clasificación sugerida por Ezcurra et al. (2002). El análisis SOM ha sido diseñado de forma interactiva, de manera que el número final de nodos de salida estaría identificado solo si los casos asignados a cada nodo fuesen similares a un determinado patrón constitutivo. La estructura dimensional 3x1 puede ser entendida como la más adecuada proyección de todos los eventos en una representación 2-dimensional. El 26% de los casos fueron asignados al nodo 1- N1, el 35% de los casos al nodo 2- N2 y el 39% de los casos al nodo 3 – N3. Más detalles del procedimiento seguido en el análisis SOM se encuentra en Ezcurra et al. (2008).

Por otro lado, para entender mejor las características meteorológicas asociadas a los tres nodos encontrados mediante el análisis SOM se han utilizado los datos de reanálisis ERA40. De estos datos de reanálisis se han obtenido magnitudes relativas a la inestabilidad atmosférica como el índice K y el índice TTI, así como las anomalías de geopotencial en el nivel de 500hPa durante los días de tormenta estudiados.

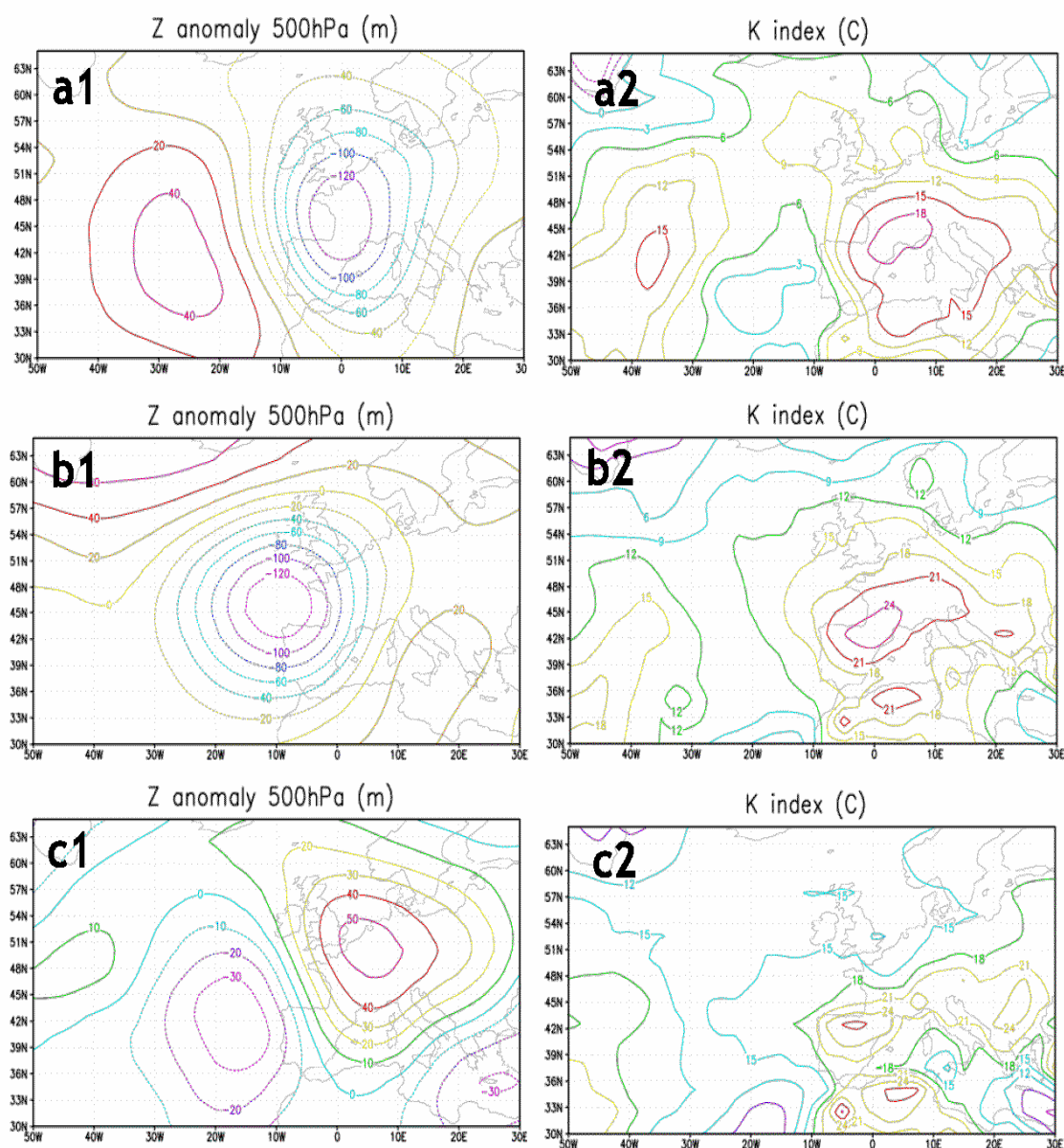
Los resultados encontrados por SOM confirman las observaciones previas obtenidas mediante el análisis subjetivo. En la presentamos las características medias de los tres nodos obtenidas mediante el análisis SOM. La Figura 5. 7 muestra la evolución mensual del número de casos que conforman cada nodo detectado. La Figura 5. 8 representa las condiciones sinópticas correspondientes a los valores medios de la anomalía del geopotencial a 500 hPa bajo las que la producción de precipitación por rayo muestra unas características bien diferenciadas. Estas condiciones sinópticas se corresponden con algunas de las obtenidas mediante la clasificación de tipo subjetivo.

**Tabla 5. 9.** Valores de cantidad de precipitación media diaria en mm (R) recogida en cada ciudad incluida en el estudio (BI=Bilbao, SS=San Sebastián y VI=Vitoria). Número medio de impactos de rayos (N°CG) y producción media de precipitación (MRY) expresada en  $10^4 \text{ m}^3$  de precipitación por número de CG en cada cluster identificado a través del análisis SOM: porcentaje de casos en cada nodo.

<i>NODE</i>	<i>Meteorological class</i>	<i>R-BI</i>	<i>R-SS</i>	<i>R-VI</i>	<i>N°CG-BI</i>	<i>MRY-BI</i>	<i>N°CG-SS</i>	<i>MRY-SS</i>	<i>N°CG-VI</i>	<i>MRY-VI</i>
<b>N1</b>	Oceanic (73%)	14,7	17,7	10,4	2,2	267	1,7	416	0,3	1387
<b>N2</b>	SW Air Fluxes (77%)	4,3	6	3,2	1,4	123	1,7	141	0,7	183
<b>N3</b>	Locally unstable (82%)	4	4,7	3,9	15,8	10	7,9	24	11,6	13



**Figura 5. 7.** Evolución anual del número de casos de los 3 nodos (N1, N2 y N3) encontrados mediante el análisis SOM.



**Figura 5. 8.** Valores medios de condiciones sinópticas correspondientes a los días que conforman los tres nodos identificados mediante el análisis SOM (a =nodo1 b=nodo 2 c=nodo 3). Anomalia de la altura geopotencial  $Z$  de la superficie isobárica de 500 hPa (a1, b1, c1), e índice K (a2, b2, c2).

Del análisis de la Tabla 5. 9 y las Figura 5. 7 y Figura 5. 8 podemos obtener las siguientes conclusiones:

- a) La primera situación sinóptica o NODO 1 que observamos en la Figura 5. 8 se caracteriza por la existencia de una anomalía negativa de 120 metros en el nivel de 500 hPa situada sobre Francia y que origina una advección de aire húmedo sobre el Golfo de Vizcaya. Esta anomalía en la altura geopotencial va unida a una anomalía térmica en este mismo nivel de  $-4^{\circ}$  C. Por otro lado los índices de inestabilidad K y Total Index, muestran unos valores máximos de  $15^{\circ}$  C y 45 respectivamente situados al este del País Vasco. Este patrón se encuentra principalmente en invierno y primavera. Los rayos durante este tipo de situaciones son escasos y concentrados en

el área costera. Estos hechos fueron ya encontrados por Areitio et al. (2001). La precipitación media registrada sobre el territorio bajo estas situaciones alcanza los 14 mm en toda el área. Por otro lado, la producción de precipitación por rayo bajo estas situaciones varía entre los 267 y 1387 en Bilbao y Vitoria respectivamente, expresados en  $10^4 \text{ m}^3$  por rayo. Esta importante variación espacial está originada por el hecho de que la precipitación es prácticamente homogénea mientras los rayos se concentran en el área costera.

b) La segunda situación sinóptica o NODO 2 que observamos en la Figura 5. 8, se caracteriza por la existencia de una anomalía negativa de 120 metros en el nivel especificado de 500hPa, y situada al oeste del País Vasco. Esta anomalía en la altura geopotencial va unida a una anomalía térmica en este mismo nivel de  $-4^\circ \text{ C}$ . Por otro lado los índices de inestabilidad K y Total Index muestran unos valores máximos de  $24^\circ \text{ C}$  y 48 respectivamente situados en un área en la que se encuentra inmerso el País Vasco. Estos episodios son más comunes en primavera y otoño, pero no son inusuales en otras épocas del año. El número medio de rayos es similar al encontrado en el nodo anterior. La precipitación media registrada sobre el territorio bajo estas situaciones alcanza los 4,5 mm en toda el área. Por otro lado, la producción de precipitación por rayo varía entre los 123 y 183 en Bilbao y Vitoria respectivamente, expresados en  $10^4 \text{ m}^3$  por rayo. Por tanto la variación espacial de la producción de precipitación por rayo, aún existiendo, es muy inferior al nodo anterior.

c) La tercera situación sinóptica o NODO 3 que observamos en la Figura 5. 8, se caracteriza por la existencia de una débil anomalía negativa de 25 metros en el nivel de 500 hPa situada al oeste de la Península Ibérica, y otra anomalía positiva de 40 metros situada sobre el norte de Europa. Bajo esta situación se produce advección de humedad desde el sur de la Península Ibérica, aunque con vientos de baja intensidad en el nivel de 850 hPa. Por otro lado, los índices de inestabilidad K y Total Index muestran unos valores máximos superiores a  $26^\circ \text{ C}$  y 48 respectivamente, y que están localizados sobre el País Vasco. Los eventos asociados a estas condiciones son los predominantes durante el verano y están unidos al efecto del calentamiento diurno. El número medio de rayos contabilizados sobre el área de estudio multiplica por 10 el obtenido en los 2 nodos anteriores, con un valor medio de 465 rayos. La precipitación media registrada sobre el territorio bajo estas situaciones alcanza los 4,2 mm en toda el área, muy similar a la correspondiente al nodo 2. En el tercer nodo, se encuentran los menores valores de la producción de precipitación por rayo, que varía entre 10 y  $24 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo, en Bilbao y San Sebastián respectivamente. La variación espacial de la producción de precipitación por rayo en este caso es debida al hecho de que bajo estas situaciones el número de rayos es elevado y la precipitación es más escasa.

## 5.4 CONCLUSIONES

Se han clasificado las tormentas del periodo de estudio en función del tipo de tiempo bajo el que se han producido, asignándose a cada una de ellas un factor denominado P/R. Este factor representa el valor de la precipitación registrada en una localización determinada, dividida entre el número de rayos contabilizado en un área de 400 km<sup>2</sup> centrada en ella. Posteriormente se ha obtenido el promedio mensual del factor P/R a lo largo del año y para todos los tipos de tiempo bajo los que se haya producido alguna tormenta. El factor P/R multiplicado por la constante de conversión  $4 \cdot 10^5$  (m<sup>3</sup>/mm en 400 km<sup>2</sup>), nos proporciona los metros cúbicos de precipitación producidos por cada rayo.

A la hora de estudiar la producción de precipitación por rayo y para cada tipo de tiempo a lo largo del año, nos encontramos con los siguientes problemas: el número de casos estudiado en cada mes y para cada tipo de tiempo no supera el valor de seis, con lo cual la significación estadística de los resultados que puedan obtenerse es limitada. El rango de variación del número de rayos en el área descrita es un orden de magnitud superior a la precipitación registrada. El valor de la desviación estándar es en muchos casos del orden del valor del promedio diario o superior. Esto nos da idea de la problemática existente a la hora establecer relaciones sencillas entre la producción de precipitación y los rayos incluso dentro de un mismo tipo de tiempo.

El rango de variabilidad que el factor P/R presenta se sitúa entre valores que superan los 30 mm/rayo ó  $1200 \cdot 10^4$  m<sup>3</sup> de precipitación por rayo, hasta valores del orden de 0,01 mm/rayo ó  $0,4 \cdot 10^4$  m<sup>3</sup> por rayo.

El análisis de la producción de precipitación por rayo, tanto mediante técnicas subjetivas como objetivas de análisis nos indica lo siguiente: 1) Existe una marcada estacionalidad (verano-invierno) en la misma. 2) Se pueden distinguir al menos tres tipos fundamentales de situaciones meteorológicas bajo las cuales la producción de precipitación por rayo tiene características semejantes:

a) **Situaciones meteorológicas asociadas a advecciones de tipo marítimo ocasionadas por perturbaciones baroclínicas.** Estas situaciones se producen principalmente en invierno, final del otoño y primavera, caracterizándose por provocar una anomalía media negativa media de 120 metros en el nivel de 500 hPa sobre Francia. A este tipo de situación podemos asociar los principalmente los tipos de tiempo marítimos 2, 6, 7, 8, 9, y continentales 19 y 20 que fueron definidos en el capítulo tercero. La producción de precipitación por rayo para todo el territorio alcanza un valor de  $700 \cdot 10^4$  m<sup>3</sup> por rayo, observándose una marcada variación espacial de este mismo valor:  $300 \cdot 10^4$  m<sup>3</sup> en Bilbao,  $400 \cdot 10^4$  m<sup>3</sup> en San Sebastián y  $1400 \cdot 10^4$  m<sup>3</sup> en Vitoria. Esta variación espacial se debe a que los rayos se localizan casi exclusivamente a la región costera, mientras que las precipitaciones presentan una distribución más homogénea en todo el territorio.

b) **Situaciones meteorológicas asociadas a anomalías térmicas en capas altas de la troposfera y localizadas al oeste de la Península Ibérica.** Estas situaciones se caracterizan por provocar de una anomalía negativa media de 120 metros en el nivel de 500 hPa que se sitúa al oeste del Golfo de Vizcaya, y que

se producen con mayor frecuencia en mayo, no siendo extrañas en otras épocas del año. Bajo estas configuraciones se produce la advección de masas de aire húmedo desde el sur y el oeste de la Península Ibérica. A este tipo de situación podemos asociar principalmente los tipos de tiempo Ibéricos 10, 14 y 16. La producción de precipitación por rayo para todo el territorio alcanza un valor de  $150 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo, observándose una escasa variación espacial de este mismo valor:  $123 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Bilbao,  $141 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en San Sebastián y  $183 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Vitoria.

**c) Situaciones meteorológicas asociadas a inestabilidad de tipo local ocasionada principalmente por calentamiento diurno y que se produce con viento débil en el nivel de 850 hPa.** Estas situaciones se caracterizan por originar una débil anomalía negativa media de 25 metros en el nivel de 500 hPa, que se sitúa al oeste de la Península Ibérica y que se produce en verano. A estas situaciones, podemos asociar los tipos de tiempo de carácter local como los pantanos barométricos y las configuraciones en forma de baja térmica peninsular definidos en el capítulo tercero. La producción de precipitación por rayo para todo el territorio alcanza el valor más bajo con  $15 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo, observándose escasa variación espacial entre Bilbao y Vitoria, pero algo más marcada entre estas dos localidades y San Sebastián:  $10 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Bilbao,  $24 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en San Sebastián y  $13 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Vitoria. Esta variación espacial se debe a que bajo este tipo de patrón meteorológico, el número de rayos es importante en relación con las precipitaciones que se producen.

La configuración meteorológica de tipo local Depresión Fría Peninsular o tipo 29, que no ha sido estudiada mediante las técnicas de carácter objetivo, presenta su máxima frecuencia de aparición entre abril y junio, aunque también se pueden observar en otras épocas del año. Los valores de producción de precipitación por rayo bajo esta situación presentan una gran variación tanto espacial como mensual, lo cual nos indica que las tormentas que se producen bajo esta configuración, tienen características que pueden corresponderse a las tres configuraciones fundamentales anteriormente citadas: en ocasiones las tormentas presentan características correspondientes bien al tipo marítimo, bien al ibérico, o incluso a las configuraciones de inestabilidad térmica veraniega.

Como acciones futuras, estimamos conveniente para profundizar en el conocimiento de las relaciones existentes entre la producción de precipitación y los rayos: 1) Ampliar el estudio a un periodo de tiempo más largo en el que podamos contabilizar un mayor número de tormentas. 2) Estudiar la producción de precipitación por rayo en casos particulares (tormentas individuales) en un amplio rango espacial. 3) Ampliar el análisis de la producción de precipitación por rayo a otros parámetros predictores, tanto térmicos como dinámicos derivados de radiosondeos, además del estudio del régimen sinóptico correspondiente.





# **CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES FINALES DE LA TESIS.**



## CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES FINALES DE LA TESIS

El trabajo que se ha presentado ha centrado sus objetivos, primeramente, en el estudio de los rayos y sus características sobre el País Vasco. En segundo lugar, en la caracterización de la actividad eléctrica en función de las condiciones meteorológicas bajo las que ésta se produce. En tercer lugar, la obtención de las relaciones que se pueden establecer entre los rayos que se registran en las tormentas y la precipitación que en ellas se produce.

Los datos correspondientes a los rayos con los que se ha realizado el estudio proceden de la red de detección de rayos de AEMET, mientras que los datos de la precipitación proceden de las estaciones meteorológicas que el mismo organismo mantiene en Bilbao, San Sebastian y Vitoria. Todos estos datos han sido cotejados y depurados debidamente. El periodo de estudio se ha restringido a los años 1992-1996, debido a que éste era el único periodo en que la base de datos del AEMET estaba disponible al público en el momento de iniciar este trabajo.

**Respecto a las características de la actividad eléctrica sobre el País Vasco, podemos resumirla en los siguientes puntos:**

a) La distribución de los rayos sobre el País Vasco, presenta un máximo pronunciado sobre el área del Gran Bilbao que alcanza los 3 rayos/km<sup>2</sup> y año. En el resto del territorio el patrón observado es básicamente aleatorio, con un valor medio anual de 1 rayo/km<sup>2</sup> y año, sin que se aprecie una correlación espacial con la orografía, al menos de forma evidente. El máximo de actividad eléctrica observado sobre el Gran Bilbao podría estar relacionado, no solo con un efecto térmico urbano, sino también con la influencia que ejercen los aerosoles en los procesos de carga nubosos, tal y como sugieren distintos autores para otras grandes zonas urbanas.

b) El número de rayos y su distribución geográfica muestran una variación interanual e intermensual, fruto de la variabilidad que presenta la propia circulación atmosférica de un año a otro.

c) La actividad eléctrica se produce fundamentalmente en los meses de verano, siendo inferior en los meses más fríos. Los rayos en verano y primavera responden principalmente al ciclo diurno de calentamiento solar, con un máximo de rayos a media tarde. En invierno los rayos no muestran una hora preferente de aparición pues están asociados principalmente a advecciones de masas de aire polar.

d) En invierno los rayos se producen mayoritariamente en la Vertiente Cantábrica, siendo escasos en la Vertiente Mediterránea. En primavera, la baja temperatura del mar Cantábrico, que se sitúa en torno a 12° C, respecto a la que alcanza el interior del territorio a mediodía, tiene un efecto de inhibición de la convección sobre sus aguas y sobre el litoral, lo que deriva en un descenso de la actividad eléctrica en estos lugares respecto al interior.

e) Los rayos positivos representan el 7% del total y muestran una variación estacional; de esta forma, en invierno el 35 % de los rayos son positivos, mientras que en verano

este valor desciende al 5%. Estos valores son semejantes a los encontrados en la literatura.

f) La intensidad media anual de los rayos positivos es de 55 kA, mientras que los rayos negativos con 27 kA presentan la mitad de esta intensidad.

g) La intensidad de los rayos de ambas polaridades presenta una variación estacional. En invierno los rayos son más intensos que en verano, alcanzando valores medios en torno a los 90 kA. En verano, los rayos negativos presentan una intensidad media de 25 kA de y de 40 kA los rayos positivos. En invierno, contrariamente al observado en otras épocas del año, no se observan diferencias sustanciales entre la intensidad de los rayos de ambas polaridades.

h) Tanto la intensidad media de rayos positivos como la de los negativos, no sufren importantes variaciones interanuales. Dentro de un mismo mes en diferentes años sí que pueden observarse mayores diferencias.

i) La distribución de frecuencia de la intensidad de los rayos negativos presenta un máximo pronunciado en las intensidades medias (20-25 kA), mientras que los rayos positivos presentan una distribución bimodal, con un máximo principal de rayos poco intensos (<10 Ka) y otro máximo secundario en intensidades elevadas (40-50kA). Existe controversia sobre el origen de los rayos positivos de baja intensidad; si son relámpagos que no han sido bien discriminados por el sistema, o si realmente son rayos de intensidad débil.

j) La distribución de frecuencia de la intensidad de los rayos positivos presenta una variación estacional verano-invierno, y también una variación espacial entre el Valle del Ebro y la Vertiente Cantábrica. La distribución de frecuencia de la intensidad de los rayos negativos presenta un comportamiento más homogéneo a lo largo del año y entre estas dos zonas del territorio.

k) La intensidad media de los rayos, tanto para rayos positivos como para negativos, es máxima en el cuadrante nordeste del territorio, mientras que los valores mínimos aparecen en el cuadrante suroeste del mismo. El incremento de la intensidad de los rayos negativos en dirección norte puede ser debido a dos hechos: el primero esta relacionado con el aumento de la conductividad eléctrica en la vertiente cantábrica debido a la proximidad al mar, lo que ocasionaría un error de estimación de la medida por parte del sistema. El segundo hecho resulta de un descenso de la altitud media en esta zona, que se relaciona en la literatura con un aumento del potencial de ruptura dieléctrica y consiguiente aumento en la intensidad de los rayos. Por otro lado, la disminución de la intensidad que experimentan los rayos en verano en dirección oeste no tiene una explicación clara.

l) Los rayos positivos presentan descargas de retorno únicas en más del 90% de los casos y en cualquier época de año. La multiplicidad de los rayos negativos varía entre el 70- 80% de descargas únicas en invierno y 45% en verano. El mayor volumen de las tormentas en verano y, por tanto, una mayor cantidad de carga disponible, puede estar detrás del comportamiento observado de los rayos negativos. Los rayos positivos, debido a su diferente origen físico, no se verían afectados por este hecho.

m) El mayor porcentaje de rayos positivos se registra en el nordeste del territorio estudiado, donde éstos superan el 10% del total de las descargas. Globalmente, la proporción de rayos positivos es ligeramente superior en la Vertiente Cantábrica que en el Valle del Ebro. La razón de estos hechos podría estar en la mayor de frecuencia de tormentas invernales en la Vertiente Cantábrica. No obstante, a la hora de interpretar este resultado debemos de tener en cuenta que el número de rayos positivos por kilómetro cuadrado es en muchos casos muy bajo, y los valores medios podrían verse afectados por el peso de algunos eventos singulares.

n) Las diferentes características y comportamiento que presentan los rayos positivos respecto a los negativos, y que en este capítulo hemos plasmado, es un fenómeno ampliamente observado y conocido como “asimetría en la polaridad”. La causa de tal comportamiento es uno de los problemas que se trata de resolver actualmente en la física de los rayos, si bien, se supone que en la raíz del problema se encuentra la diferencia de movilidad entre los iones positivos y los electrones libres. La diferente naturaleza física de los rayos positivos y los negativos puede originar que factores geográficos, instrumentales y/o las diferentes características de las tormentas, intervengan de forma sensible en las características que los rayos de una u otra polaridad exhiben.

#### **Respecto a las condiciones sinópticas bajo las que se producen las tormentas:**

a) Se ha establecido una clasificación subjetiva de tipos de tiempo basada en la dirección del flujo a 850hPa (Marítimo, Ibérico, Continental y Local), el tipo de circulación a 500hPa (Zonal, Meridiana y Desprendida) y la configuración sinóptica en superficie (ubicación de los centros de acción). De esta forma se han obtenido 31 situaciones sinópticas tipo bajo las cuales han podido ser clasificados el 95% de los días estudiados.

b) Las tormentas que ocurren bajo tipos de tiempo marítimos producen aproximadamente el 10% de los rayos totales registrados en el periodo 1992-1996. Esta actividad eléctrica se circunscribe principalmente al periodo otoño-primavera, periodo en el que los rayos originados bajo tipos de tiempo marítimos suponen el 85% de los rayos totales registrados. El mayor número de rayos anual y número de rayos por día de tormenta se produce bajo las configuraciones de tipo ciclónico como son: el tipo 2 (Depresión Británica, zonal), el tipo 6 (Depresión Británica, meridiano), el tipo 7 (Depresión Golfo de Vizcaya, meridiano), el tipo 8 (Depresión Mediterráneo-Europea, meridiano) y el tipo 9 (Depresión Golfo de Vizcaya, desprendida). Bajo este tipo de configuraciones, el número de rayos total varía entre los 1000 y 2500 rayos como valor máximo en el caso del tipo 2. El número de rayos por día de tormenta varía entre 50 y 350 rayos como valor máximo en el caso del tipo 7.

c) Las tormentas que ocurren bajo tipos de tiempo ibéricos producen tan solo el 5% de los rayos totales y se dan principalmente bajo el tipo 16 (Depresión Atlántica, desprendida) en el mes de mayo, y bajo el tipo 11 (Depresión Británica, zonal) en el mes de septiembre, con cerca de 2000 y 1000 rayos contabilizados respectivamente durante estos meses. Por otro lado, el número de rayos por día de tormenta en esos mismos meses se sitúa entre los 130 rayos en el caso del tipo 16, y los 260 rayos en el caso del tipo 11.

d) Las tormentas que ocurren bajo los tipos de tiempo continentales no alcanzan el 2% de los rayos totales. Estas tormentas se producen principalmente entre febrero y junio, y se restringen a los tipos ciclónicos 19 y 20 (Depresión Mediterránea-Europea, meridiana y desprendida respectivamente). El número de rayos no alcanza en total los 1500 entre estas dos configuraciones, y el número de rayos por tormenta se sitúa en torno a los 100 rayos.

e) Las tormentas que ocurren bajo los tipos de tiempo locales producen el 82% de los rayos registrados en todo el periodo de estudio, y representan el 95% de todos los rayos que se producen entre junio y septiembre. Entre los tipos locales, distinguimos por un lado el tipo 29 (Depresión Aislada Peninsular), que cobra una gran importancia entre abril y junio, sumando un total de más 10000 rayos en todo el periodo y un valor medio del orden de 250 rayos por día de tormenta. Por otro lado, distinguimos las configuraciones en forma de Baja Térmica y Pantano Barométrico (tipos 23, 24, 26, 27, 28 y 30) que se producen principalmente entre junio y agosto, totalizando más de 70000 rayos. De estos últimos tipos, las tormentas con mayor número de rayos por día de tormenta se producen bajo circulaciones de tipo meridiano o desprendido, alcanzando un valor medio diario de 1600 rayos en caso del tipo 27 (Baja Térmica, meridiana).

**Respecto de la producción de precipitación en las tormentas en función del número de rayos que en ellas se produce, podemos obtener las siguientes conclusiones:**

a) El análisis de la producción de precipitación por rayo, tanto mediante técnicas subjetivas como objetivas de análisis (PCA, SOM) muestra resultados similares indicándonos los siguientes hechos: 1) Existe una marcada estacionalidad (verano-invierno) en la misma. 2) Se pueden distinguir al menos tres tipos fundamentales de situaciones meteorológicas bajo las cuales la producción de precipitación por rayo tiene características semejantes:

- Situaciones meteorológicas asociadas a advecciones de tipo marítimo ocasionadas por perturbaciones baroclina. Estas situaciones se producen principalmente en invierno, final del otoño y en primavera, caracterizándose por provocar una anomalía media negativa media de 120 metros en el nivel de 500 hPa sobre Francia, y de  $-4^{\circ}$  C en el mismo nivel. A este tipo de situación podemos asociar principalmente los tipos de tiempo marítimos 2, 6, 7, 8, 9 y los continentales 19 y 20. La producción de precipitación por rayo para todo el territorio alcanza un valor de  $700 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo, observándose una marcada variación espacial de este mismo valor:  $300 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Bilbao,  $400 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en San Sebastián y  $1400 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Vitoria. Esta variación espacial se debe a que los rayos se localizan casi exclusivamente en la región costera, mientras que las precipitaciones presentan una distribución más homogénea en todo el territorio.
- Situaciones meteorológicas asociadas a anomalías térmicas y de geopotencial en capas altas de la troposfera y localizadas al oeste de la Península Ibérica. Estas situaciones se caracterizan por la presencia de una anomalía negativa media de 120 metros en el nivel de 500 hPa y de  $-4^{\circ}$  C de temperatura en el mismo nivel, que se sitúan al oeste del Golfo de Vizcaya y que se producen con mayor frecuencia en mayo, no siendo extrañas en otras épocas. Bajo estas configuraciones se produce una advección de masas de aire húmedo desde el sur y el oeste de la Península Ibérica hacia el interior de la misma. A este tipo de

situación podemos asociar principalmente los tipos de tiempo ibéricos 10, 14 y 16. La producción de precipitación por rayo para todo el territorio alcanza un valor de  $150 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo, observándose una escasa variación espacial de este mismo valor:  $123 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Bilbao,  $141 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en San Sebastián y  $183 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Vitoria.

- Situaciones meteorológicas asociadas a inestabilidad de tipo local ocasionada principalmente por calentamiento diurno y que se produce con viento débil en el nivel de 850 hPa. Estas situaciones se caracterizan por presentar una débil anomalía negativa media de -25 metros en el nivel de 500 hPa que se sitúa al oeste de la Península Ibérica, y que se produce en verano. A estas situaciones, podemos asociar los tipos de tiempo de carácter local en forma de Pantano Barométrico y las configuraciones en forma de Baja Térmica Peninsular. En estas situaciones la producción de precipitación por rayo para todo el territorio alcanza el valor más bajo con  $15 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  por rayo, observándose escasa variación espacial entre Bilbao y Vitoria, pero algo más marcada entre estas dos localidades y San Sebastián:  $10 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Bilbao,  $24 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en San Sebastián y  $13 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  en Vitoria. La variación espacial encontrada se atribuye a que bajo este tipo de patrón meteorológico, el número de rayos es importante en relación con las precipitaciones que se producen.

b) La configuración meteorológica tipo 29 (tipo local, depresión fría peninsular) que no ha sido estudiada mediante las técnicas de carácter objetivo, presenta su máxima frecuencia de aparición entre abril y junio, aunque también se puede observar en otras épocas del año. Los valores de producción de precipitación por rayo bajo esta situación presentan una gran variación tanto espacial como mensual, lo cual nos indica que las tormentas que bajo esta configuración se producen tienen características que pueden corresponderse a las tres configuraciones fundamentales anteriormente citadas: en ocasiones las tormentas presentan características correspondientes bien al tipo marítimo, bien al ibérico, o incluso a las configuraciones de inestabilidad térmica veraniega.





# REFERENCIAS



## REFERENCIAS

Areitio J., I. Herrero, A. Ezcurra 2001. Cloud to ground lightning characteristics in the Spanish Basque Country Area during the period 1992-1996. *Journal Atmos. Sol-Terr. Phys.* 63, 1005-1015.

Ávila E., R. Pereyra, G. Aguirre Varela and G. Caranti 1999. The effect of the cloud droplet spectrum on electrical-charge transfer during individual ice-ice collisions: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol 125, No 557, pp 1669-1679,. Royal Meteorological Society, ISSN: 0035-9009).

Battan, J.L., 1965: Some Factors Governing Precipitation and Lightning from Convective Clouds. *J. Atmos. Sci.*, 22, pp. 79-84.

M. Bentley and J.A. Stallins, Descriptive climatology of cloud-to-ground lightning activity in the state of Georgia, 1992–2003, *International Journal of Climatology* 25 (2005), pp. 1979–1996.

Boussaton M.P., S. Soula, S. Coquillat, 2007: Total lightning activity in thunderstorms over Paris. *Atmospheric research* 84 221-232

Capel Molina J. J., 2000. El clima de la Península Ibérica. Editorial Ariel, colección Ariel Geografía. Capel Molina J. J., 2000. Barcelona, 281 p. Capel Molina J. J., 2000.

Carey L.D., S.A. Rutledge, (2003). Characteristics of cloud to ground lightning in severe and non severe storms over the central United States from 1989-98. *Journal of Geophysical Research*. Vol.108, D15, 4483, Doi: 10.1029/2002JD002951.

Carte, A.E., Kidder R.E, 1977. Lightning in relation to precipitation. *J. Atmos. Terr. Phys.*39, 139-148.

Cavazos, T., 1999. Large-scale circulation anomalies conducive to extreme precipitation events and derivation of daily rainfall in north-eastern in Mexico and south-eastern Texas. *J. Climate* 12, 1506–1523.

Cavazos, T., 2000. Using self-organizing maps to investigate extreme climate event: an application to wintertime in the Balkans. *J. Climate* 13, 1718–1732.

Clodman S., W. Chisholm, 1994. High lightning flash density storms in the southern Great Lakes region. *Nat. Weather Digest*. Vol 19, part 1, 34-44.

Clodman S., and W. Chisholm, 1996. Lightning flash climatology in the southern Great Lakes region. *Atmos.–Ocean*, 31, 481–499.

Cooray V., K.P.S.C. Jarayatne.1994: Characteristics of lightning flashes observed in Sry Lanka in the tropics. *J.Geophys. Res.*, 99, NO. D10 21051 – 056.

Cooray V., H. Perez., 1994. Some features of lightning flashes observed in Sweden *J.Geophys.Res.* Vol 99, N°.D5, 10683-10688.

- Coquillat, S., and S. Chauzy, 1993. Behavior of precipitating water drops under the influence of electrical and aerodynamic forces, *J. Geophys. Res.*, 98, 10319-10329.
- Coquillat, S., and S. Chauzy, 1994. Computed conditions of corona emission from raindrops. *J. Geophys. Res.*, 99(D8), 16,897–16,905.
- Crabb J. A., J Latham, 1974. Corona from colliding drops as a possible mechanism for the triggering of lightning. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 100, 191-202.
- Cummins K.L., R.B. Pyle, G. Fournier, 1999. An integrated North American lightning detection network. 11<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity, June 7-11, 1999, Alabama. Pag 218-221.
- Curran E.B, W.Rust, April 1992: Positive ground flashes produced by low precipitation thunderstorms in Oklahoma on 26 April 1984. *Monthly Weather Review*. Vol. 120, pp 544-553.
- Chalmers J.A., 1957. *Atmospheric Electricity*. Ed Pergamon Press. London, Paris, New York.
- Chauzy S., S. Coquillat, and S. Soula, 1994. Cloud discharge initiation from hydrométéores. *Conférence: Foudre et montagne*. (Chamonix, France, 6-9 juin 1994). 47-51.
- Chèze J.L. and H. Sauvageot, 1997. Area-average Rainfall and Lightning Activity. *J. Geophys. Res.*, 102, 2, pp. 34-44.
- Diendorfer G., Schulz W. 1994. Lightning activity in the alpine region of Austria. *Lightning and mountains* (6-9 juin. Chamonix-France). Société des Electriciens & des Electroniciens (SEE) and Club Alpin Française (CAF).
- DFV, 1984. *Lluvias torrenciales: Agosto 1983*. Ed. DFV. ISBN 84-805-0270-5.
- Elster J. and H. Geitel, Über eine Methode, die elektrishe Natur der atmosphärischen Niederschalge zu bestimmen, *Met. Z.* 5 (1888), pp. 95–100
- Engholm C. D., E.R.Williams, R.M. Dole, 1990. Meteorological and electrical conditions associated with positive cloud-to-ground lightning. *Monthly Weather Review*. Vol 118, 470-487.
- Ezcurra A., H. Casado, J.P. Lacaux, J. García, 1988. Relationships between meteorological situations and acid rain in the Spanish Basque Country. *Atmos. Environ.* 22, pp. 2779-2786.
- Ezcurra A., 1995. Estudio mediante METEOSAT de la influencia de la tipología nubosa en las características químicas de la precipitación del País Vasco. *Jornadas técnicas sobre sistemas de información geográfica y teledetección espacial aplicadas a la ordenación del territorio y el medio ambiente*. Ed. Ayto. Vitoria. ISBN 84-87645-21-6, pp. 101-111.

- Ezcurra, A., J. Areitio, I. Herrero, 2002. Relationship between cloud to ground lightning and surface rainfall during 1992-1996 in the Spanish Basque Country. *Atmos. Res.* 61, 239-250.
- Ezcurra, A., J. Sáenz, G. Ibarra, J. Areitio, 2008. Rainfall yield characteristics of electrical storm observed in the Spanish Basque Country area during the period 1992-1996. *Atmos. Res.* 89, 233-242.
- Fausett, L., 1994. *Fundamentals of Neural Networks*. Prentice Hall, New York.
- Fernández A., M.Vide J., Díaz Y. Mestre A. 2003. Aplicación de los Procesos Sinópticos Objetivos a la Península Ibérica en otoño. *Investigaciones Geográficas*, 31, 37-65.
- Finke, U., T. Hauf, 1996. The characteristics of lightning occurrence in southern Germany. *Contrib. Atmos. Phys.* 69, 361-374.
- Font Tullot, I., 1983. *Climatología de España y Portugal*. Madrid, Instituto Nacional de Meteorología.
- Gathman, S. G., W.A Hoppel, 1970. Electrification processes over Lake Superior. *J. Geophys. Res.* 75, 1041-1048
- Gibson, H.M., and T.H.Vonder Haar, 1990. Cloud and convection frequencies over the southwest United States as related to small-scale geographic features. *Mon. Wea. Rev* 118, 2215-2227.
- Gil Olcina, A., Olcina Cantos, J. (1997). *Climatología General*, Barcelona, Ariel, 579 pp.
- Gosz J.R., Moore D.I., Shore G.A., Grover H.D., Rison W., Rison C., 1995. Lightning estimates of precipitation location and quantity on the Sevilleta Lter, New Mexico. *Ecological Applications*. 5(4), 1141-1150
- Goto Y., K. Narita 1995. Electrical characteristics of winter lightning *Jnl. of Atmospheric and Terrestrial Physics*. Vol 57 No 5, 449-458.
- Guijarro J. M.A. Heredia 2004. Climatología de descargas nube tierra en las Islas Baleares. *Revista de Climatología* Vol. 4, 9-19.
- Gutiérrez, J.M., Cano, R., Cofino, A.S., y Sordo, C., 2005. Analyze and downscaling multi-model seasonal forecast in Peru using self-organizing maps. *Tellus* 57A, 435-447.
- Hanuta Y., S. LaDochy, 1989. Thunderstorm climatology based on lightning detector data, Manitoba Canada. *Physical Geography*, 10, 2, 101-119.
- Hatakeyama, H., 1958. The distribution of the sudden change of electric field on the earth's surface due to lightning discharge. In *Recent Advances in Atmospheric Electricity*, L.G. Smith, ed., Pergamon, New York, pp. 289-298.

- Haykin, S, 1994. *Neural Networks: A Comprehensive Foundation*. Macmillan Publishing, New York.
- Hewinston, B.C., y Crane, R.G., 2002. Self-organizing maps: applications to synoptic climatology. *Climate Res.* 22, 13–26.
- Hojo, J., M. Ishii., T. Kawamura., F. Suzuki., H. Komuro and M. Shiogama, 1989. Seasonal Variation of Cloud-to-Ground Lightning Flash Characteristics in the Coastal Area of the Sea of Japan. *J.Geophys.Res.*, 94, 11, pp. 13207-13212.
- Holle RL, López RE y Watson AI 1990. Cloud-to-ground lightning detection using direction-finder networks: Recent advances and applications. *Bulletin of the World Meteorological Organization*, 39:177-180.
- Holle R.L., R.E López, 1993. “Overview of real time lightning detection systems and their meteorological uses” NOAA Technical Memorandum ERL NSS-102, Norman, Oklahoma 68 pp.
- Iribarne J.V, H.R. Cho, 1980. *Atmospheric Physics*. ISBN 90-277-1033-3 Reidel Publishing Company. Holland.
- Ishii M., J., Hojo, and T. Kawamura, 1984. The polarity of ground flashes and possible charge structure in a thundercloud. Paper presented at the 7<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity, State University of New York, Albany, New York, 1984
- Jarayadne E.R., V. Ramachandran, K.R.S. Devan, 1995. Observations of lightning flash rates and rain-gushes in Gaborone, Botswana. *Jnl.of Atmospheric and Terrestrial Physics*. Vol 57, No 4, 325-331.
- Jarayadne E.R., C.P. Saunders, J. Hallet, 1983. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 109, 609-630
- Jarayadne E.R., C.P. Saunders, 1984. The “rain gush”, lightning and the lower positive charge center in thunderstorms. *J.Geophys. Res.* Vol 89, No.D7, 11816-11818.
- Jarayadne E.R., 1998. Possible Laboratory evidence for multipole electric charge structures in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*. Vol 103, N° D21, 1871-1878.
- Kar S. K. Y.-A. Liou, and K.-J. Ha, 2007. Characteristics of cloud-to-ground lightning activity over Seoul, South Korea in relation to an urban effect. *Ann. Geophys.*, 25, 2113–2118.
- Keighton S.J., H.B. Bluestein, D.R. MacGorman, 1991. The evolution of a severe mesoscale convective system: Cloud- to- ground lightning location and storm structure. *Mon. Weath. Rev.*, 119, 1533-1556
- Keith W.D., C.P.R. Saunders, 1990. Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions, *Atmos. Res.*, 25, 445-464.

- Kitagawa, N., 1989. Long term variations in thunder day frequencies in Japan. *J.Geophys. Res.* 94, 13183-13189.
- Kitagawa, N., 1992. Charge distribution in winter thunderclouds. *Res. Lett. Atmos. Elect.*, 12, 143-153,
- Kohonen, T., 1982. Self-organized formation of topologically correct feature maps. *Biol. Cybern.* 43, 59–69.
- Krider E.P., R.C. Noggle and M.A.Uman. 1976. A gated, wideband magnetic direction-finder for lightning return strokes. *J.Applied Meteor.*, 15, 301 –306.
- Krider E.P., R.C.Noggle, A.E. Pifer, D.L.Vance. 1980: Lightning direction – finding systems for forest fire detection. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 980 – 986.
- Kuettner, J., 1950. The Electrical and Meteorological Conditions inside Thunderstorms. *J. Meteor.*, 7, pp. 322-332.
- Lamb, H.H., 1950. Types and spells of weather around the year in the British Isles: annual trends, seasonal structure of the year singularities. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 76, 393-438.
- Lambert W., D. Sharp, S. Spratt, M. Volkmer, 2006. Using cloud to ground lightning climatology to initialize gridded lightning threat forecast for east central Florida. Second Conference on Meteorological Applications of Lightning Data. American Meteorological Society. Atlanta, GA, paper 1.3.
- Lang, T.J., L.J.Miller, M. Weissman,S.A. Rutledge, L.J. Baker III, V.N.Bringi, V. Chandrasekar, A. Detwiler, N. Doeksten.J. Helsdon, C.knight, P. KrehbieW. A, Lyons, D. MacGorman, E. Rasmussen, W. Rison, W.D. Rust, R.J. Thomas, 2005. The severe thunderstorm electrification and precipitation study. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1107-1125 (august).
- Lericos, T.P., H.E. Fuelberg, A.I. Watson, R. L. Holle, 2002. Warm season lightning distributions over the Florida peninsula as related to synoptic patterns. *Wea. Forecasting*, 17, 83-98.
- Liangxun, L. L.Qiaoqian, W. Jng, Z.Cong, 2006. Analysis of distribution characteristics and synoptic patterns of lightning in Guangzhou. *Meteorological Science and Technology*. Vol 34, N° 6, 674-679
- Linés, A. (1981): *Perturbaciones típicas que afectan a la península Ibérica y precipitaciones asociadas*, Madrid, Instituto Nacional de Meteorología.
- Livingston, E. S., J. W. Nielsen-Gammon, and R. E. Orville, 1996: A climatology, synoptic assessment, and thermodynamic evaluation for cloud-to-ground lightning in Georgia: A study for the 1996 Summer Olympics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1483–1495.

- López R.E., R.L. Holle, 1986. Diurnal and spatial variability of lightning activity in northeastern Colorado and central Florida during the summer. *Mon. Wea. Rev.* 114, 1288-1312.
- López. R.E., R. Ortiz, W.D. Otto, R.L. Holle, 1991a. The Lightning Activity and Precipitation Yield of Convective Cloud Systems in Central Florida. Preprints, 25th International Conference on Radar Meteorology. Amer. Meteor. Soc., pp. 907-910.
- López, R. E., M. W. Maier, and R. L. Holle, 1991b. Comparison of the signal strength of positive and negative cloud-to-ground lightning flashes in north-eastern Colorado, *Geophys. Res.*, 96, 22307-22318.
- López R.E., M.W. Maier, J.A. García-Miguel, R.L. Holle, 1991c: Weak positive cloud to ground flashes in north-eastern Colorado. Preprints, 1991 International Conference on Lightning and Static Electricity, Cocoa Beach, Florida, April 16-19.
- Lyons W.A., E. Nelson, E.R. Williams, J. Cramer, T. Turner, 1998. Enhanced positive cloud to ground lightning in thunderstorms ingest smoke from fires. *Science* (282), 77-80
- Mackerras y Darveniza 1994. Latitudinal variation of lightning occurrence Characteristics *J. Geophys. Res.*, 99, 10813 – 21.
- MacGorman, D. R., D. W. Burgess, V. Mazur, W. D. Rust, W. L. Taylor, and B. C. Johnson, 1989. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981, *J. Atmos. Sci.*, 46, 221-250.
- MacGorman, D. R., and D. W. Burgess, 1994. Positive cloud-to-ground lightning in tornadic storms and hailstorms, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1671-1697.
- MacGorman D.R. y Rust W.D. 1998. *The Electrical Nature of Storms*. Oxford University Press. ISBN 0 - 19 - 507337 - 1
- Mac Gorman D.R., C.D. Morgenstern, 1998. Some characteristics of cloud to ground lightning in mesoscale convective systems. *Journal of Geophysical Research* 103, 14,011
- Marshall T.C., W.D. Rust, 1991. Electric field soundings through thunderstorms. *J. Geophys. Res.* Vol 96, No.D12, 22297-22306.
- Marshall, T. C., W. D. Rust, W. P. Winn, K. E. Gilbert, 1989. Electrical structure in two thunderstorm anvil clouds. *J. Geophys. Res.*, 94, 2171-2181
- Martín Vide, Javier 1991. *Mapas del tiempo: fundamentos, interpretación e imágenes de satélite*. Oikos-Tau. Barcelona.
- Mazur, V., and L. Ruhnke, 1993. Common physical processes in natural and artificially triggered lightning, *J. Geophys. Res.*, 98, 12913-12930.



- Molinié G., S.Soula, S.Chauzy (1999): Cloud to ground lightning activity and radar observations of storms in the Pyrenees range area. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 125, 3103 – 3122.
- Molinié G., C.A. Pontikis 1995. Climatological study of tropical thunderstorm clouds and lightning frequencies on the French Guyana coast. *Geophysical Research Letters*, Vol 22, N° 9, 1085-1088.
- Moore P.K., R.E. Orville, 1990. Lightning characteristics in lake-effect thunderstorms. *Monthly Weather Review*. 118(9), 1767-1782.
- Moore C.B., B.A.Vonnegut, J.A.Machado, H.J. Survillas, 1962. Radar observations of rain gushes following overhead lightning strokes. *J.Geophys.Res.*, 67, 1, pp. 207-220.
- Moore C.B., A. B.Vonnegut, E.A.Vrablik, D.A. McCaig, 1964. Gushes of rain and hail after lightning. *J. Atmos. Sci.*, 21, pp. 646- 665.
- Morgenstern, C.D., 1991. Cloud-to-Ground Lightning Characteristics in Mesoscale Convective Systems, April-September 1986, Master's thesis, Univ. Oklahoma, 109 pp.
- Murty, R. C., S. Israelsson, E. Pislér, and S. Lundquist, 1983. Observations of positive lightning in Sweden. Preprints, Fifth Symp. on Meteorological Observations and Instruments, Toronto, ON, Canada, Amer. Meteor. Soc., 512–515.
- Naccarato, K. P., Pinto, Jr., O., and Pinto, I. R. C. A. 2003. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of South-eastern Brazil. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (13), 1674–1677.
- Narita K., Y.Goto. H. Komuro. S.Sawada. 1989. Bipolar lightning at Maki, Japan. *J.Geophys.Res.* Vol 94, No.D11, 13191-13195.
- Orville R.E., Weisman A., Pyle R.B., Henderson R.W., Orville R.E. Jr., 1987. Cloud to ground lightning characteristics from June 1984 through May 1985. *J.Geophys. Res.*, 92, D5, 5640 –5644.
- Orville R.E., 1990 a. Peak current variations of lightning return strokes as a function of latitude. *Nature*. Vol 343. 149 - 151
- Orville R.E., 1990 b. Winter lightning along the East Coast. *Geophysical Research Letters*. Vol 17, NO 6, 713-715.
- Orville R.E. 1994. Cloud to ground lightning flash characteristics in the contiguous United States: 1989 – 1991. *J.Geophys. Res.*, 99, 10833 – 41.
- Orville R.E., R.A.Weisman, R.B. Pyle, R.W. Henderson and R.E. Orville Jr., 1987. Cloud-to-ground Lightning Flash Characteristics from June 1984 through May 1985. *J. Geophys. Res.*, 92, 5, pp. 5640-5644.
- Orville R.E, A.C. Silver, 1997. Lightning ground flash density in the contiguous United States: 1992-95. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 631-638.

- Orville, R. E., G. R. Huffines, 1999. Lightning ground flash measurements over the contiguous United States: 1995–97, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2693-2703.
- Orville, R. E., Huffines, G., Gammon, J. N., Zhang, R., Ely, B., Steiger, S., Phillips, S., Allen, S., and Read, W. 2001. Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas, *Geophys. Res.Lett.*, 28(13), pp. 2597–2600.
- Patterson, D., 1996. Artificial neural networks. Prentice Hall, Singapore.
- Peckham D. W., M.A. Uman, C.E.Wilcox, Jr. 1984: Lightning phenomenology in the Tampa Bay area. *J.Geophys. Res.*, 89, 11789 – 805.
- Pérez Puebla F. Riesgo eléctrico natural en España 1997. 1º Seminario sobre Nuevas Tecnologías y Gestión de Catástrofes. Madrid, 24 septiembre 1997. Documento interno del INM. Camino de las Moreras s/n, Madrid.
- Pérez Puebla F, J. M. Gutiérrez Núñez, F. López Ruiz 1996: Análisis de la distribución temporal y espacial de los rayos registrados por la red de detección del INM en el periodo 1992-1995. 4º Simposium de Predicción Meteorológica 1996. INM. Camino de las Moreras s/n, Madrid.
- Pike W.S., 1992. Localization of frequent ground strokes. *Meteorological Magazine*. Vol 122, part 1454, 209-211
- Pike W.S., 1994. The thunderstorms of 8-9 august 1992. *JLN of Meteorology*. Vol 19, Nº193, 304-321.
- Pineda N., Rigo T, Bech J., Soler X., 2007. Lightning and precipitation relationship in summer thunderstorms: case studies in the North Western Mediterranean region. *Atmospheric Research*. 85-2, 159-170
- Pinto O. Jr.,R.B.B.Gin, I.R.C.A.Pinto, O. Mendes Jr., J.H. Diniz, A.M. Carvalho, 1996. Cloud to ground lightning characteristics in south-eastern Brazil for the 1992-1993 summer season. *J.Geophys.Res.* Vol 101, D23, 29627-29635.
- Pinto, Jr., O., Pinto, I. R. C. A., Gomes, M. A. S. S., Padilha, A. L., Vitorello, I., Diniz, J. H., Carvalho, A. M., and Cazetta Filho, A. 1999a. Cloud-to-ground lightning in the south-eastern Brazil in 1993, 1, Geographical distribution, *J. Geophys. Res.*, 104(D24), 31 369–31 379.
- Pinto, I. R. C. A., Pinto, Jr., O., Rocha, R. M. L., Diniz, J. H., Carvalho, A. M., and Cazetta Filho, A. 1999b. Cloud-to-ground lightning flashes in the south-eastern Brazil in 1993, 2, Time variations and flash characteristics, *J. Geophys. Res.*, 104(D24), 31.381–31.387.
- Pinto I. R. C. A., O. Pinto Jr., M. A. S. S. Gomes, N. J. Ferreira, 2004. Urban effect on the characteristics of cloud-to-ground lightning over Belo Horizonte-Brazil. *Annals Geophysicae*. 22, 697–700.

- Price C., D. Rind, 1992. A simple lightning parametrization for calculating global lightning distributions. *J. Geophys. Res.*, 97 9919-9933.
- Price, C., Federmesser, B., 2006 Lightning-rainfall relationships in Mediterranean winter thunderstorms. *Geophys. Res. Lett.* 33, L07813.
- Proctor D.E., 1983. Lightning and precipitation in a small multicellular thunderstorm. *J. Geophys. Res.* Vol 88, N° C9, 5421-5440.
- Rasilla, D. (2003). Aplicación de un método de clasificación sinóptica a la Península Ibérica. *Investigaciones Geográficas*, 30, 27-45.
- Reap R.M., Orville R.E., 1990. The relationships between network lightning locations and surface hourly observations of thunderstorms. *Monthly Weather Review* 118(1), 94-108,
- Reap, R. M. 1986. Evaluation of cloud-to-ground lightning data from the western United States for the 1983–84 summer seasons, *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 785–799.
- Reynolds, S. E., M. Brook, and M. F. Gourley, Thunderstorm charge separation, *J. Meteorol.*, 14, 426-436, 1957.
- Rivas Soriano L., Fernando de Pablo, Eulogio Díez, 2001. Relationship between convective precipitation and cloud to ground lightning in the Iberian Peninsula. *Monthly Weather Review*, 129, 2998-3003.
- Rivas Soriano L., Fernando De Pablo, 2003. Analysis of convective precipitation in the western Mediterranean Sea through the use of cloud to ground Lightning. *Atmospheric Research*, 66, 189-202.
- Rivas Soriano L., F. De Pablo, C. Tomás, 2005. Ten year study of cloud to ground lightning activity in the Iberian Peninsula. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* ,671632-1639.
- Rogers R.R., 1976. *Física de las nubes*. Ed. Reverte Barcelona. ISBN 84-291-4143-X.
- Rorig M. L., S. A. Ferguson, 1999. Characteristics of lightning and wildland ignition in the Pacific Northwest. *JNL of Applied Meteorology*. Vol 38, n° 11, pp 1565-1575.
- Rutledge, S. A., D. R. MacGorman, 1988. Cloud-to-ground lightning activity in the 10-11 June 1985 mesoscale convective system observed during the Oklahoma-Kansas PRE-STORM project, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1393-1408
- Rutledge S.A., E.R. Williams and W.A. Petersen, 1993. Lightning and Electrical Structure of Mesoscale Convective Systems. *Atmos. Res.*, 29, pp. 27-53.
- Rutledge S.A, Chungu Lu, D.R. MacGorman, 1990. Positive cloud to ground lightning in Mesoscale Convective Systems. *Journal of Atmospheric Sciences*. V 47, N° 17, 2085-2100.

Saunders, C. P. R., and I. M. Brooks, 1992. The Effects of High Liquid Water Content on Thunderstorm Charging, *J. Geophys. Res.*, 97, 14671-14676.

Schultz David, 1999. Lake – Effect Snowstorms in the Northern Utah and Western New York with and without Lightning. *Weather and Forecasting*, 14, 1023-1031.

Schulz W., K. Cummins, G Diendorfer, M Dorninger 2005: Cloud to ground lightning in Austria : A 10 year study using data from a Lightning location system. *Journal of Geophysical Research*. Vol 110, Do 9101 doi:10.1029/2004JD005332.

Seity Y., S. Soula, H. Sauvageot, 2001. Lightning and precipitation relationship in coastal thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*, V106, N°. D19, 22801-22816.

Seity Y, Soula S., Tabary P. ICAE 2003. Relationships between lightning flash production and microphysics observed in European Thunderstorms.

Sheridan Scott C., Griffiths John, Orville Richard, 1997. Warm season cloud-to-ground lightning-precipitation relationships in the South-Central United States. *American Meteorological Society*, sept 1997: 449-457.

Simpson, G. C., and F. J. Scrase 1937. The distribution of electricity in thunderclouds, *Proc. R. Soc., Ser. A*, 161, 309-352.

Soriano L.R., F Pablo. 2002. Effect of small urban areas in central Spain on the enhancement of cloud-to-ground lightning activity. *Atmos. Environ.*, 36, 2809–2816.

Sommer A.P. (2002). Aerosol-induced lightning activation in thunderclouds. *Langmuir* 2002, 18, 5040-5042

Soula S., S.Chauzy, 2001: Some aspects of the correlation between lightning and rain activities on thunderstorms. *Atmospheric Research*, 56, 355-373.

Soula S., H.Sauvageot, M.P. Saïssac, Chauzy S, 1995. Observation of thunderstorms by multilevel electric field measurement system and radar, *J.Geophys.Res.* Vol 100, N°.D3, 5025-5035.

Soula, S., H. Sauvageot, G. Molinié, F. Mesnard and S. Chauzy, 1998. The CG Lightning Activity of Storm causing a Flash-Flood. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 8, pp. 1181-1184.

Stasenko V.N, S.M. Galperin and, G.G Shuchukin, 2003. Severe Storm lightning evolution pattern and associated weather hazards. ICAE 2003 Proceedings.

States J.A., C.H. Paxton, F.J. Alsheimer, J. L. Fieux. 2005. Conference on Meteorology Applications of Lightning Data. American Meteorological Society Annual Meeting. San Diego (CA).

Steiger, S. M., R. E. Orville y G. Huffines, 2002. Cloud-to-ground lightning characteristics over Houston, Texas: 1989–2000, *J. Geophys. Res.*, 107(D11), 10.1029/2001JD001142.

- Steiger S. M., R.E. Orville, 2003. Cloud-to-ground lightning enhancement over Southern Louisiana. *Geophysical Research Letters*. Vol.30, N°19, 1975.
- Stolzenburg M., 1994. Observations of High ground flash densities of positive lightning in summertime thunderstorms. *Monthly Weather Review*. V 122. 1740-1750.
- Sugita A., M. Matsui, 2008. Examples of winter lightning observed by the JLDN. 20<sup>th</sup> International Lightning Detection Conference 24-25 April. Tucson Arizona.
- Szymanski, E. W., S. J. Szymanski, C. R. Holmes, and C. B. Moore, 1980. An observation of a precipitation echo intensification associated with lightning, *J. Geophys. Res.*, 85, 1951-1953,
- Tapia, A., J. Smith, M. Dixon, 1998. Rainfall from Lightning Observations. *JNL of Applied Meteorology*. Vol. 37, N° 11, 1497-1509.
- Takahashi T., 1978. Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms. *J. Atmos. Sci* , 35, 1536–1548.
- Tuomi T.J., 1994. Lightning observations in Finland. *Geophysical publications*, 37. Finnish Meteorological Institute, P.O. Box 503, FIN-00101 Helsinki, Finland.
- Vonnegut B., C.B. Moore, G.E. Stout, D. W. Staggs, J.W. Bullock, W.E. Bradley, 1962a. Artificial modification of atmospheric space charge. *J. Geophys. Res.* Vol 67, 1073-1083.
- Vonnegut, B., C. B. Moore, R. G. Semonin, J. W. Bullock, D.W. Staggs, W. E. Bradley, 1962 b. Effect of atmospheric space charge on initial electrification of cumulus clouds, *J. Geophys. Res.*, 67, 3909-3921.
- Watson, A. I., and R. L. Holle, 1996. An Eight-Year Lightning Climatology of the Southeast United States Prepared for the 1996 Summer Olympics, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 883-890.
- Watson A.I., T.J. Turnage, Kenneth J. Gould, 2003. Utilizing the IFPS/GFE to incorporate mesoscale climatologies into the forecast routine at the Tallahassee NWS WFO. 19<sup>th</sup> Conference on IIPS. American Meteorological Society, Long Beach, paper 12.5
- Westcott N.E., 1993. Preliminary examination of urban/rural differences in cloud to ground lightning frequency for 19 central United States cities. *Conf on Atmosph. Elect.*, 4-8 October 1993, St Louis, MO, *Amer. Met. Soc.*, 752-755.
- Westcott, N. E. 1995. Summertime cloud-to-ground lightning activity around major midwestern urban areas. *Journal of Applied Meteorology* 34, pp. 1633–1642.
- Wiens, K.C., Rutledge, S.A., Tessendorf, S.A., 2005. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. *Mon. Weather Rev.* 4151-4177 (December).

Williams, E.R., S.A. Rutledge, S.G. Geotis, N. Renno, E. Rasmussen and T. Rickenbach, 1992. A Radar and Electrical Study of Tropical "Hot Towers". *J. Atmos. Sci.*, 49, pp. 1386-1385.

Williams, E.R., R. Zhang, and D. Boccippio, 1994: Microphysical growth state of ice particles and large-scale electrical structure of clouds. *J. Geophys. Res.*, 99, 10,787-10,792.

Williams E.R., 1989. Electrificación en las tormentas. *Revista Investigación y Ciencia*. (Enero).

Williams, E., D. Rosenfeld, N. Madden, C. Labrada, J. Gerlach, and L. Atkinson, 1999. The role of boundary layer aerosol in the vertical development of precipitation and electrification: Another look at the contrast between lightning over land and over ocean, Preprints, 11th International Conf. On Atmospheric Electricity, Guntersville, AL., 754-757.

Williams E.R., M.E.Weber, R.E. Orville, 1989. The relation between lightning type and convective state of thunderclouds. *J. Geophys. Res.* Vol 94, No D11, 13213-13220.

Williams E.R., 2005. Lightning and climate: a review. *Atmospheric Research*. Vol 76, 272-278)

Williams E.R., 2006. Problems in lightning physics. The role of polarity asymmetry. *Plasma Sources Science and Technology*. N° 15, S91-S108.

Wilson, C. T. R., 1929. Some thundercloud problems. *J. Franklin Inst.*, 208, 1-12.

Wilson, C. T. R., 1920. III. Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms. *Phil. Trans. R. Soc., Ser. A*, 221, 73-115.

Wilson, C. T. R. 1916. On some determinations of the sign and magnitude of electric discharges in lightning flashes, *Proc. R. Soc., Ser. A*, 92, 555-574.

Xiushu Q., Y. Muong, G. Changming, Z. Guangshu. 1993. Lightning data and study of thunderstorm nowcasting. *ACTA Meteorologica Sinica*, 1993, 7(2): 244-256.

Xiushu Q., Changming G., Xinsheng Liu 1991. The characteristics of ground flashes in Beijing and Lanzhou regions. *Advances in Atmospheric Sciences*. Vol 8 N° 4, 471- 478.

Xixuan Zhang, Cuihua Zhang, 1991. Search for the correlativity of lightning (stroke) with atmospheric stratification factors. *Acta Meteorologica Sinica*. Vol 5, No 2. 252-258

Yarnal B. 1993. *Synoptical climatology in environmental analysis*. Belhaven Press. London, 195 pp.

Zhou Y., X Qie, S. Soula, 2002. A Study of the relationship between cloud to ground lightning and precipitation in the convective weather system in China. *Annals Geophysicae*. 20, 107-113.

Zipser E.J., 1994. Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning. Monthly Weather Review, Vol 122, 1837-1850.

Zipser E.J, K.Lutz, 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability?. Monthly Weather Review. Vol 122, 1751-1759.





# ANEXOS



**ANEXO I:  
DESCRIPCION DE  
LOS TIPOS DE TIEMPO**



# ANEXO I: DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE TIEMPO

## TIPOS MARÍTIMOS CON CIRCULACIÓN ZONAL

### Tipo 1. Anticiclón de las Azores (Figura A1. 1)

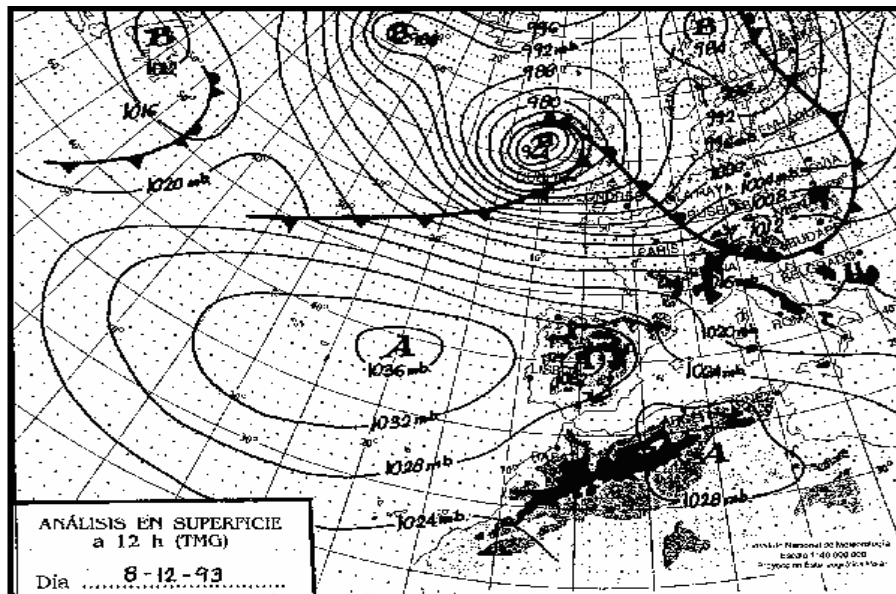


Figura A1. 1. TIPO 1. Anticiclón de las Azores

#### Descripción:

Altas presiones subtropicales centradas sobre las Azores, pudiéndose extender en cuña hacia el Mediterráneo. En invierno, en el nivel de 500 hPa la circulación es del W, intensa y centrada sobre el paralelo 55° N, siendo en cambio débil y centrada a altas latitudes en verano. La masa de aire asociada es predominantemente marítima subtropical, alternándose con marítima polar suavizada.

#### Tiempo asociado:

Dependiendo de su posición, forma y la presencia o no de frentes, las características meteorológicas pueden oscilar entre un tiempo seco y soleado o bien lluvioso, sobre todo en el litoral. En general, la nubosidad asociada es de tipo estratiforme. Durante el verano, el paso de ondas cortas con una vaguada térmica asociada, puede desencadenar fuertes tormentas bajo esta configuración.

#### Persistencia y evolución posible:

Puede llegar a permanecer 15 días, variando en este periodo de posición y forma.

#### Frecuencia de aparición:

Este tipo de tiempo es el más repetido con el 16% de los casos, distribuidos de manera casi uniforme a lo largo de todo el año, apreciándose un pequeño máximo en marzo.

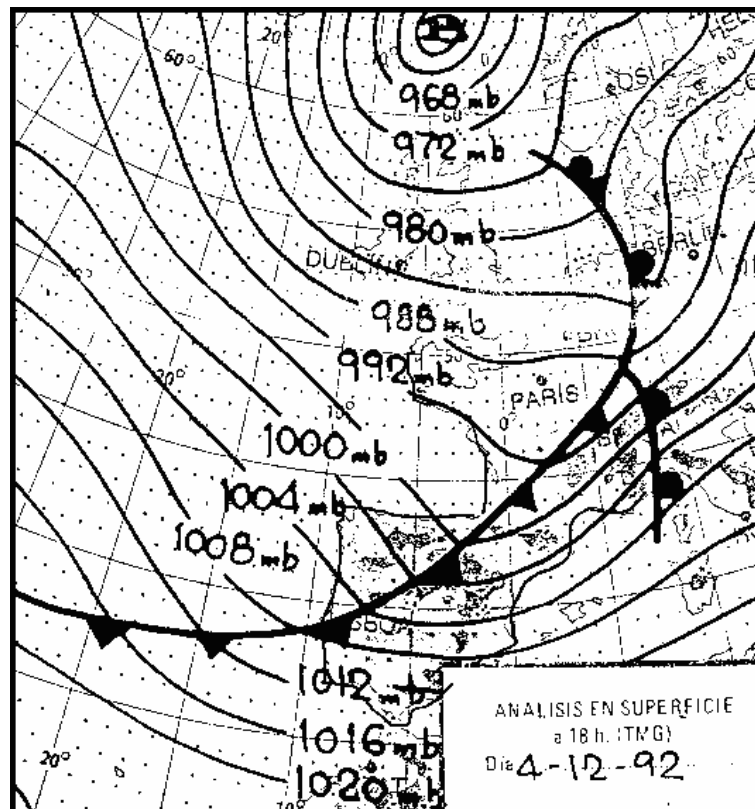
**Tipo 2. Depresión Británica (Figura A1. 2)**

Figura A1. 2. TIPO 2. Depresión Británica.

**Descripción:**

Depresión centrada sobre las Islas Británicas o en sus proximidades. Anticiclón de las Azores desplazado hacia el SW. Circulación intensa en 500Hpa, centrada por encima del paralelo 50° N. Masa de aire asociada; marítima polar o subtropical. Se alterna el paso de distintas zonas frontales, cálidas, frías u ocluidas. Desplazamiento de la depresión en sentido W-E

**Tiempo asociado:**

Precipitaciones abundantes, sobre todo en el litoral. Vientos fuertes del W-NW.

**Persistencia y evolución posible:**

La duración de esta situación, se limita al tiempo de paso de dicha perturbación, que puede ser de unos pocos días. Como evolución posible, contemplamos dos posibilidades. La evolución hacia el tipo 1 o bien hacia un tipo de circulación meridiana, pudiéndose dar una sucesión de depresiones entre cuñas anticiclónicas.

**Frecuencia de aparición:**

Su frecuencia de aparición es del orden del 5% del total, distribuyéndose a lo largo del año con máximos en los meses otoñales e invernales y mínimo durante el verano y finales de primavera.

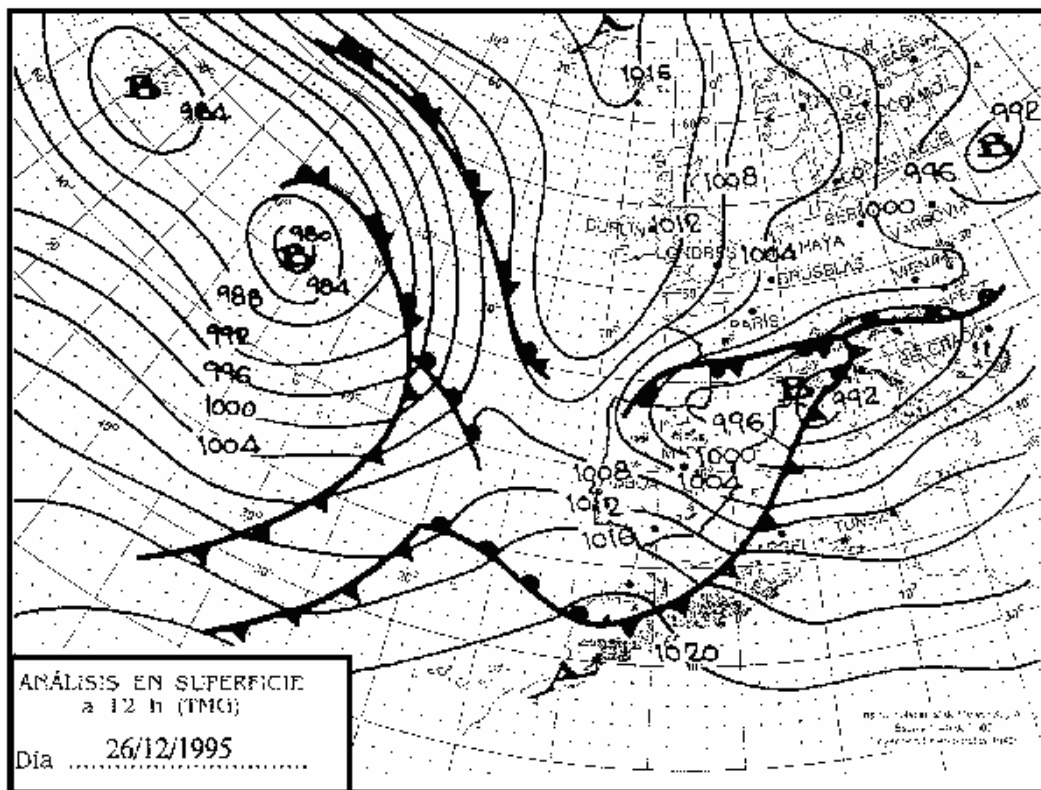
**Tipo 3. Circulación a bajas latitudes (Figura A1. 3)**

Figura A1. 3. TIPO 3. Circulación zonal a bajas latitudes

Descripción:

Amplia e intensa circulación zonal entre el paralelo 30° N y el paralelo 50° N. Una larga cadena de frentes y depresiones circulan rápidamente a estas latitudes en sentido W-E. La masa de aire asociada es marítimo subtropical, eventualmente puede ser polar.

Tiempo asociado:

Régimen de precipitaciones irregular debido a la rapidez con que circulan los frentes

Persistencia y evolución posible:

La frecuencia con que se generan situaciones de circulación zonal a bajas latitudes es pequeña pero, cuando se producen su persistencia es larga, pudiendo alcanzar varias semanas y alternándose sucesivamente con situaciones de flujo ibérico correspondientes al tipo 6.

Frecuencia de aparición:

La frecuencia con la que aparece este tipo es del 1%, distribuido irregularmente a lo largo del año con un máximo relativo en abril.

## TIPOS MARÍTIMOS CON CIRCULACIÓN MERIDIANA

### Tipo 4. Anticiclón de las Azores (Figura A1. 4)

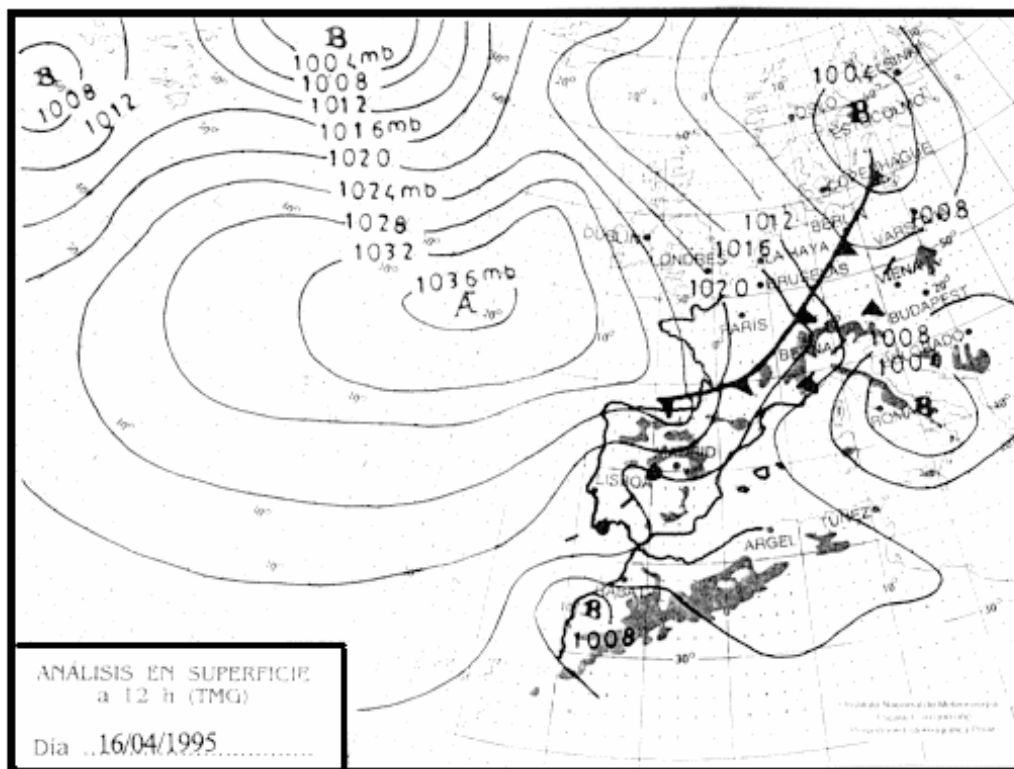


Figura A1. 4. TIPO 4. Anticiclón de las Azores (circulación meridiana).

#### Descripción:

Altas presiones subtropicales centradas sobre el atlántico, pudiendo extenderse en cuña hacia el continente. En el nivel de 500 hPa, contrariamente a lo que ocurría con el tipo1, la circulación sobre la Península Ibérica es marcadamente meridiana y no zonal

#### Tiempo asociado:

Se debe esperar un tiempo lluvioso e inestable en virtud del carácter húmedo del flujo marítimo y de la inestabilidad generada por la vaguada en altura.

#### Persistencia y evolución posible:

La persistencia de esta situación no supera en general los 2 días, evolucionando rápidamente hacia el tipo1.

#### Frecuencia de aparición:

El tipo descrito tiene una baja frecuencia de aparición, menor que el 1%, y está distribuida según un máximo en los meses de enero y diciembre, siendo mínima entre junio y agosto.



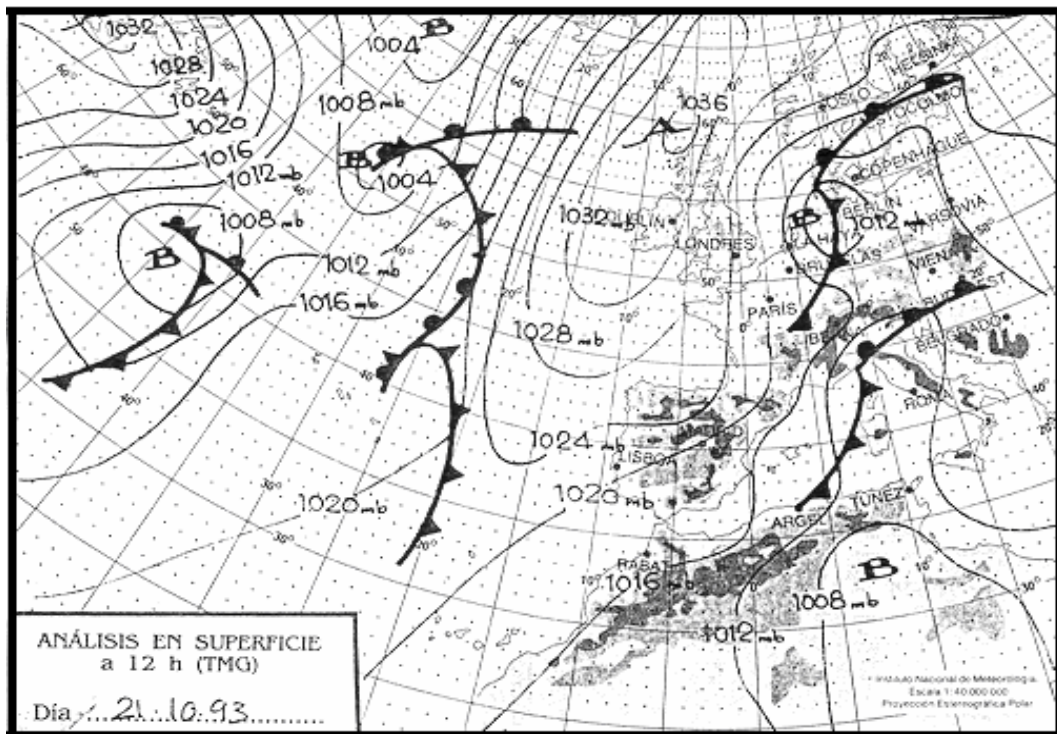
**Tipo 5. Anticiclón atlántico (Figura A1. 5)**

Figura A1. 5. TIPO 5. Anticiclón Atlántico.

Descripción:

Anticiclón centrado al W o NW de las Islas Británicas. En altura se extiende una vaguada sobre el occidente de Europa. La masa de aire característica es la marítima ártica.

Tiempo asociado:

Precipitaciones de carácter débiles o moderadas, sobre todo en la vertiente cantábrica, pudiendo ser en forma de nieve en los meses invernales.

Persistencia y evolución posible:

Duración variable. Puede persistir durante varios días si llega a constituirse como una situación de bloqueo o bien poco tiempo si no lo hace. Se contempla la evolución hacia la formación de una ciclogénesis mediterránea, con circulación desprendida en la alta troposfera, causante de un empeoramiento del tiempo, o bien hacia la extensión del área anticiclónica por el occidente de Europa con la consiguiente mejoría.

Frecuencia de aparición:

Su frecuencia de aparición se cifra en torno al 2%, con un máximo en primavera y un mínimo en verano.

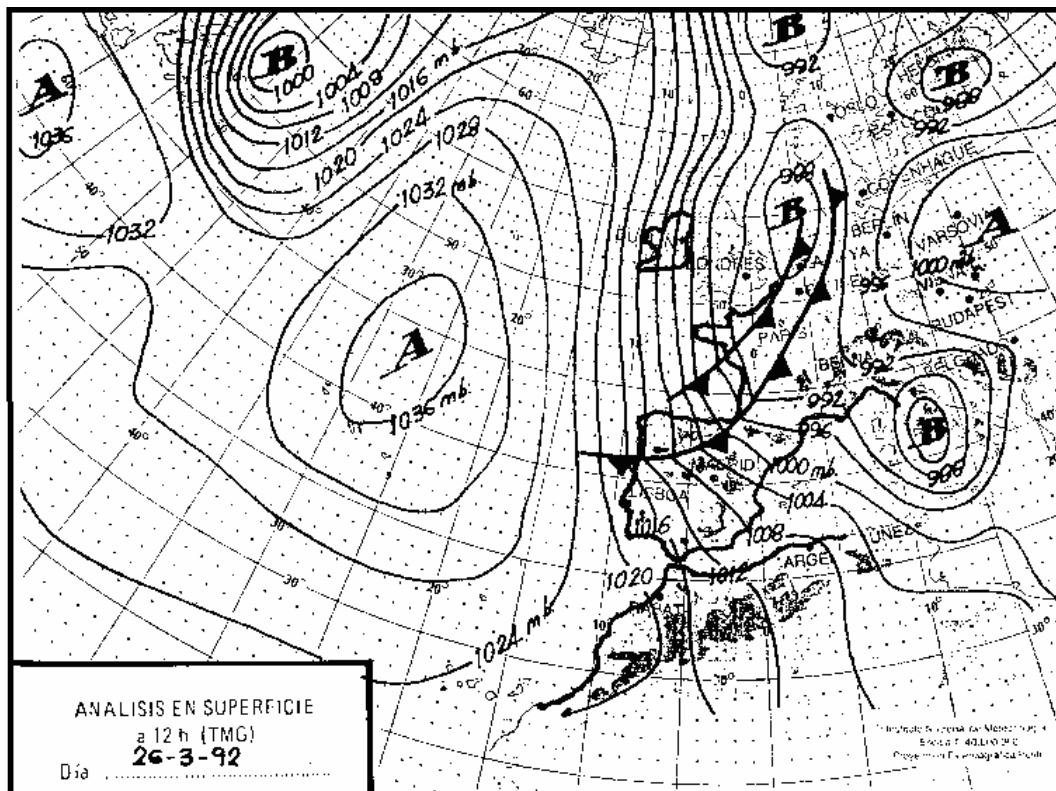
**Tipo 6 Depresión Británica (Figura A1. 6)**

Figura A1. 6. TIPO 6. Depresión Británica (circulación meridiana).

Descripción:

Depresión centrada sobre las Islas Británicas o sus proximidades. Fuerte flujo del norte que guía distintos sistemas frontales. En la topografía de 500 hPa se aprecia una gran vaguada sobre Europa. Sobre el Atlántico aparece un anticiclón que se extiende hacia el polo, configurando una situación de bloqueo. La masa de aire asociada es marítima ártica. La depresión tiende a desplazarse en sentido N-S pudiéndose situar sobre el Golfo de Vizcaya, el Mediterráneo, o bien sobre Centroeuropa.

Tiempo asociado:

Inestabilidad generalizada con fuertes precipitaciones en casi todo el territorio, de nieve en cualquier época del año, incluso en verano en las montañas más elevadas.

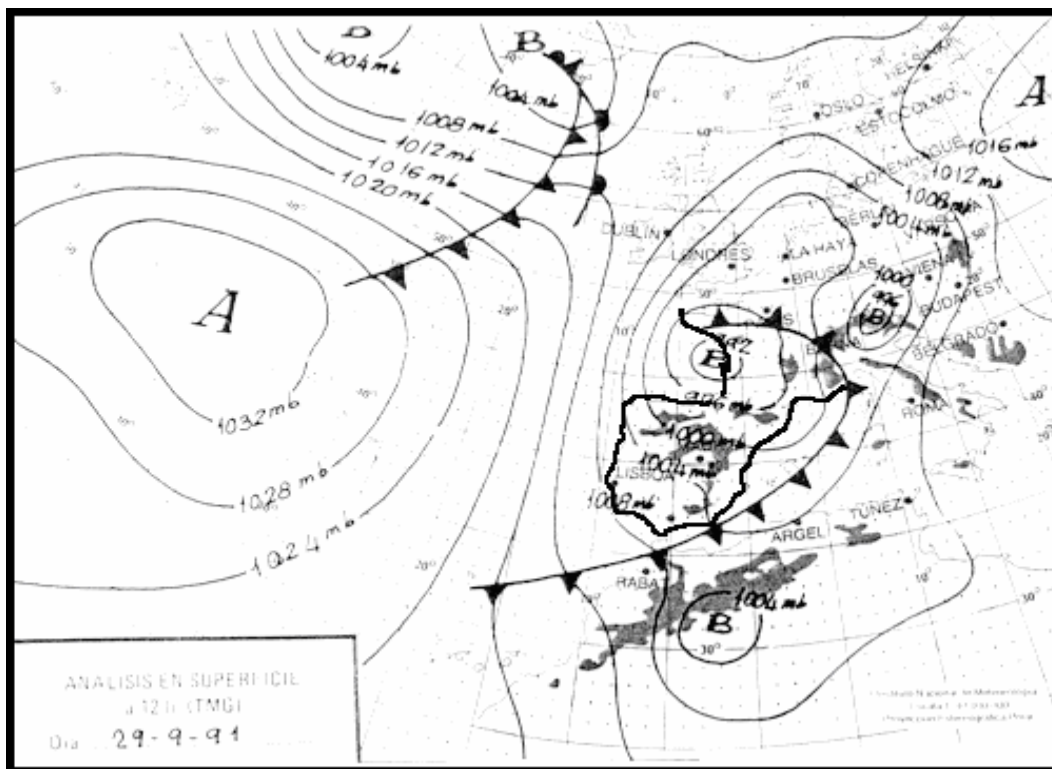
Persistencia y evolución posible:

Persistencia de unos pocos días. Se debe prever una traslación de la depresión hacia Centroeuropa, o bien hacia el Mediterráneo, en ambos casos se prolongará el mal tiempo, sobre todo en el segundo caso. En altura se prevé que la circulación meridiana evolucione hacia una desprendida.

Frecuencia de aparición:

Esta situación tiene una frecuencia de aparición de un 2%, distribuyéndose según dos máximos en primavera y otoño y dos mínimos en los meses de diciembre y julio.

### **Tipo 7. Depresión en el Golfo de Vizcaya (Figura A1. 7)**



**Figura A1. 7. TIPO 7. Depresión Golfo de Vizcaya**

#### Descripción:

Depresión centrada sobre el golfo de Vizcaya con diversos sistemas de frentes asociados. La masa de aire asociada es generalmente marítima polar. En la topografía de 500hPa se observa una vaguada. La depresión procede de altas latitudes, o bien es el resultado de un proceso de ciclogénesis en dicho golfo. En ocasiones depresiones de trayectoria SW-NE próximas al continente pueden atravesar el golfo.

#### Tiempo asociado:

Inestabilidad generalizada con frecuentes e intensas precipitaciones en todo el territorio, especialmente en la franja litoral.

#### Persistencia y evolución prevista:

Probablemente no dure más de uno o dos días trasladándose hacia el Mediterráneo. Si permanece fija la circulación meridiana evoluciona a desprendida. Es de esperar que continúe la inestabilidad.

#### Frecuencia de aparición:

La frecuencia con que aparece este tipo es muy baja (0.4%), con una distribución anual muy poco uniforme apreciándose un máximo en abril.

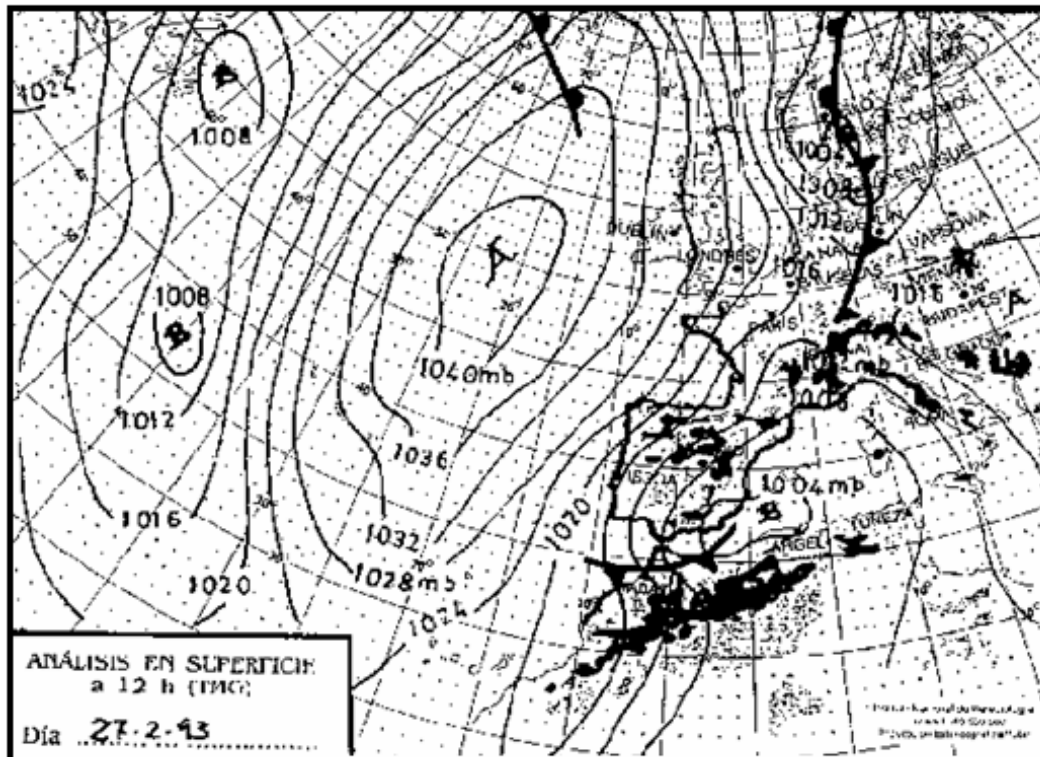
**Tipo 8 Depresión Mediterránea (Figura A1. 8)**

Figura A1. 8. TIPO 8. Depresión Mediterránea

Descripción:

Depresión centrada en el mar Mediterráneo. Anticiclón de bloqueo en el Atlántico. Profunda vaguada sobre Europa occidental. Masa de aire asociada marítima ártica. La procedencia de la depresión es generalmente septentrional o como resultado de una ciclogénesis mediterránea ocasionalmente puede proceder del Este.

Tiempo asociado:

Inestabilidad generalizada con frecuentes precipitaciones pudiendo ser de nieve en casi cualquier época del año.

Persistencia y evolución posible:

Situación que puede prolongarse entre 3 y 5 días aproximadamente derivando hacia una configuración desprendida centrada en el Mediterráneo con persistencia de mal tiempo

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición se sitúa en torno al 1%, distribuida anualmente según dos máximos, en primavera y en noviembre, y dos mínimos, en verano, principio del otoño y los meses de diciembre y enero.

## TIPOS MARÍTIMOS CON FLUJO DESPRENDIDO

### Tipo 9. Depresión en el Golfo de Vizcaya (Figura A1. 9)

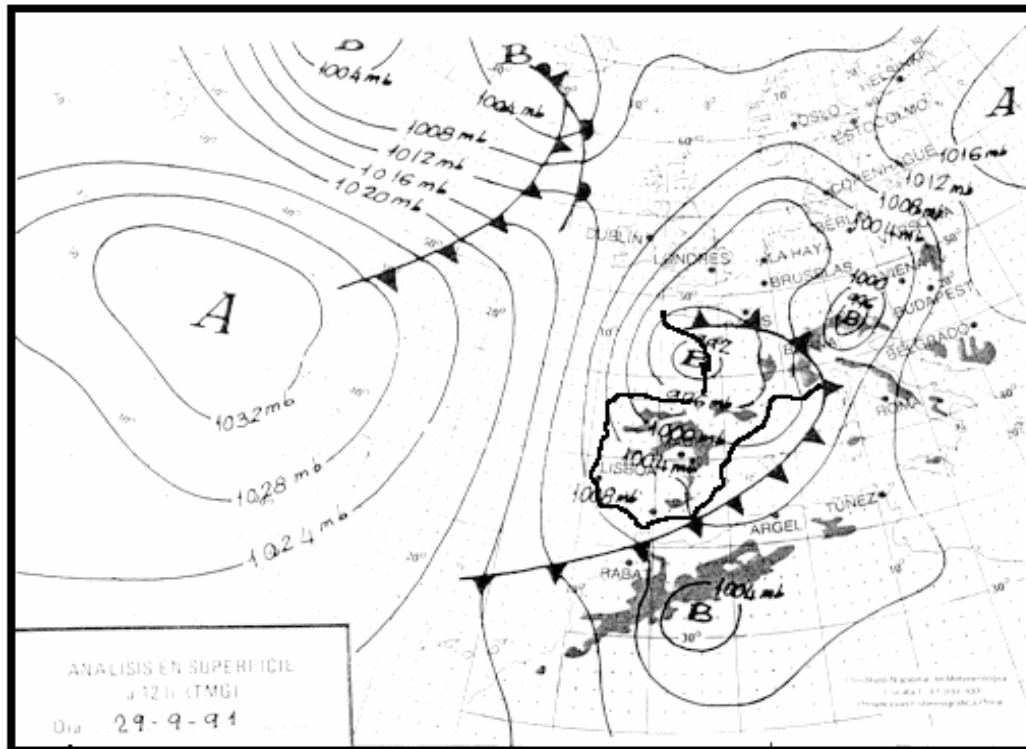


Figura A1. 9. TIPO 9. Depresión Golfo de Vizcaya.

#### Descripción:

Depresión centrada sobre el Golfo De Vizcaya, a la cual pueden asociarse diversas zonas frontales. Circulación cerrada en la topografía de 500Hpa y centrada sobre el Golfo de Bizkaia o en sus proximidades.

#### Tiempo asociado:

Inestabilidad generalizada, con posibilidad de fuertes precipitaciones sobre todo en época estival.

#### Persistencia y evolución posible:

La depresión en altura puede permanecer varios días, rellenándose progresivamente hasta la instalación del régimen zonal. La depresión en superficie puede trasladarse lentamente hacia el este, o bien se rellena sobre la propia región evolucionando aun régimen local de vientos

#### Frecuencia de aparición:

Su frecuencia de aparición es baja (0,5%) con una distribución irregular a lo largo del año.

## TIPOS IBÉRICOS CON FLUJO ZONAL

### Tipo 10. Circulación a bajas latitudes (Figura A1. 10)

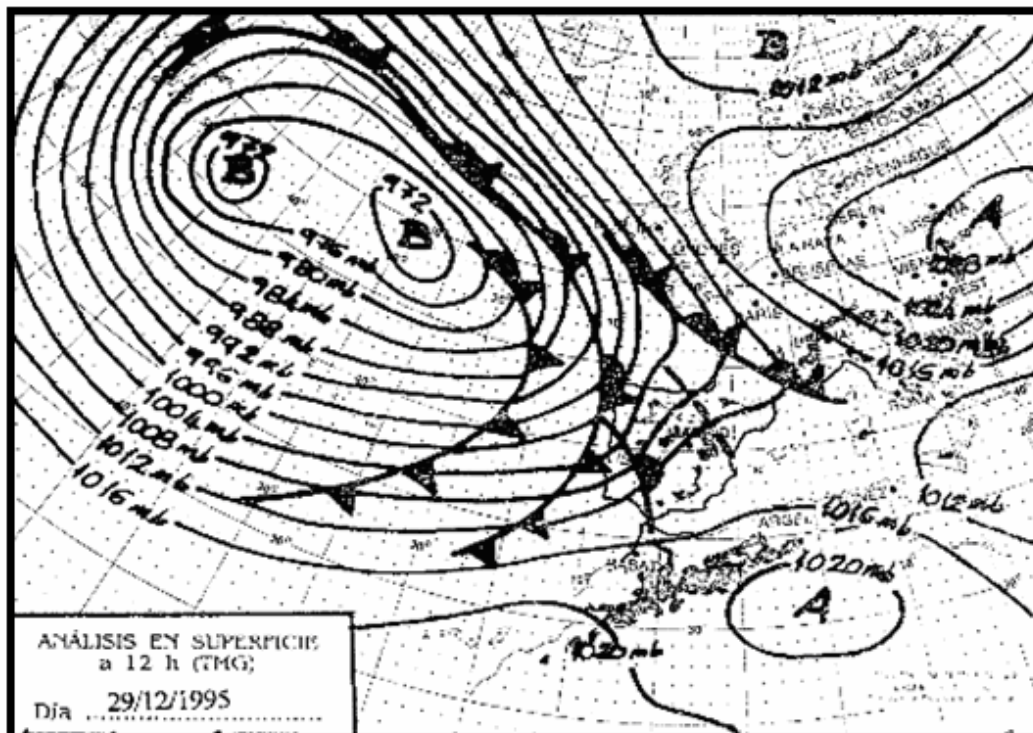


Figura A1. 10. TIPO 10. Circulación a bajas latitudes.

#### Descripción:

Rápida sucesión de depresiones y frentes asociados, a través de la Península Ibérica, conducidos por la intensa circulación zonal entre los paralelos 30° N-50° N reflejada en la topografía de 500Hpa.

#### Tiempo asociado:

Precipitaciones de carácter e intensidad irregular alternándose con tiempo estable, dependiendo de la posición y actividad de los frentes y núcleos de bajas presiones que atraviesan la región.

#### Persistencia y evolución posible:

Al igual que en el tipo 3, la frecuencia con que se generan situaciones de circulación zonal a bajas latitudes es pequeña pero cuando se producen su persistencia es larga, pudiendo alcanzar varias semanas y alternándose sucesivamente con ella.

#### Frecuencia de aparición:

El porcentaje de días en los que se describe esta situación llega al 3%, con un mínimo en verano que progresivamente aumenta hasta configurar un pronunciado máximo en diciembre.

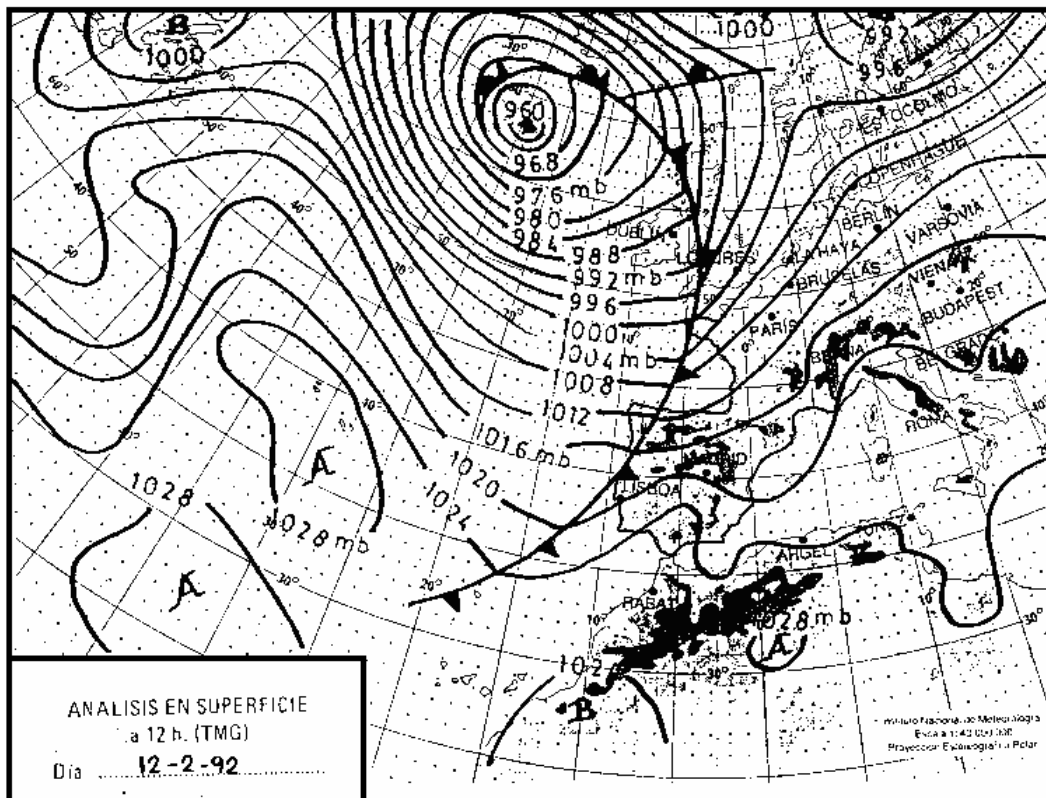
**Tipo 11 Depresión Atlántico Británica (Figura A1. 11)**

Figura A1. 11. TIPO 11. Depresión Atlántica Británica.

Descripción:

Circulación de bajas presiones a altas latitudes en las que se refleja una intensa circulación zonal centrada por encima del paralelo 50° N.

Tiempo asociado:

Tiempo seco y estable propiciado por los vientos del sur y el efecto Foehn. Eventualmente se producen precipitaciones en general débiles al paso de sistemas frontales.

Persistencia y evolución posible:

Su persistencia puede ser de varios días si la depresión se queda estacionaria de lo contrario evoluciona rápidamente a una situación de tipo 2 marítima

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición de esta situación se cifra casi en el 5%, distribuyéndose a lo largo del año según máximos en meses otoñales e invernales y un mínimo durante el verano y finales de la primavera.

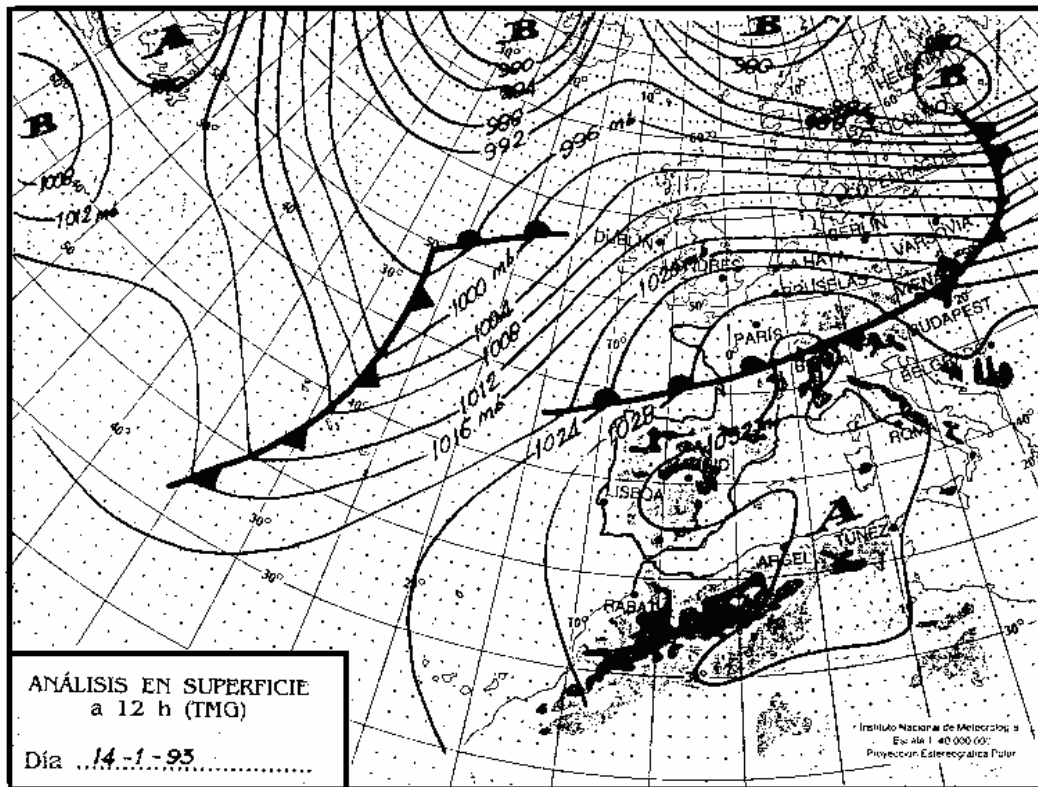
**Tipo 12 Anticiclón Mediterráneo – Europeo (Figura A1. 12)**

Figura A1. 12. TIPO 12. Anticiclón Mediterráneo-Europeo.

Descripción:

Anticiclón subtropical sobre el Mediterráneo o sur de Europa, con circulación zonal a altas latitudes. Sistemas frontales poco activos pueden alcanzar la región.

Tiempo asociado:

Se espera en general tiempo estable y caluroso

Persistencia y evolución posible:

Su duración oscila entre 5 y 10 días pudiendo superar estas cifras. La evolución que se espera es generalmente incierta.

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición se cifra en casi un 3% cuya distribución anual presenta un máximo en invierno y un mínimo durante el verano.



## TIPOS IBÉRICOS CON FLUJO MERIDIANO

### Tipo 13 Anticiclón centro europeo (Figura A1. 13)

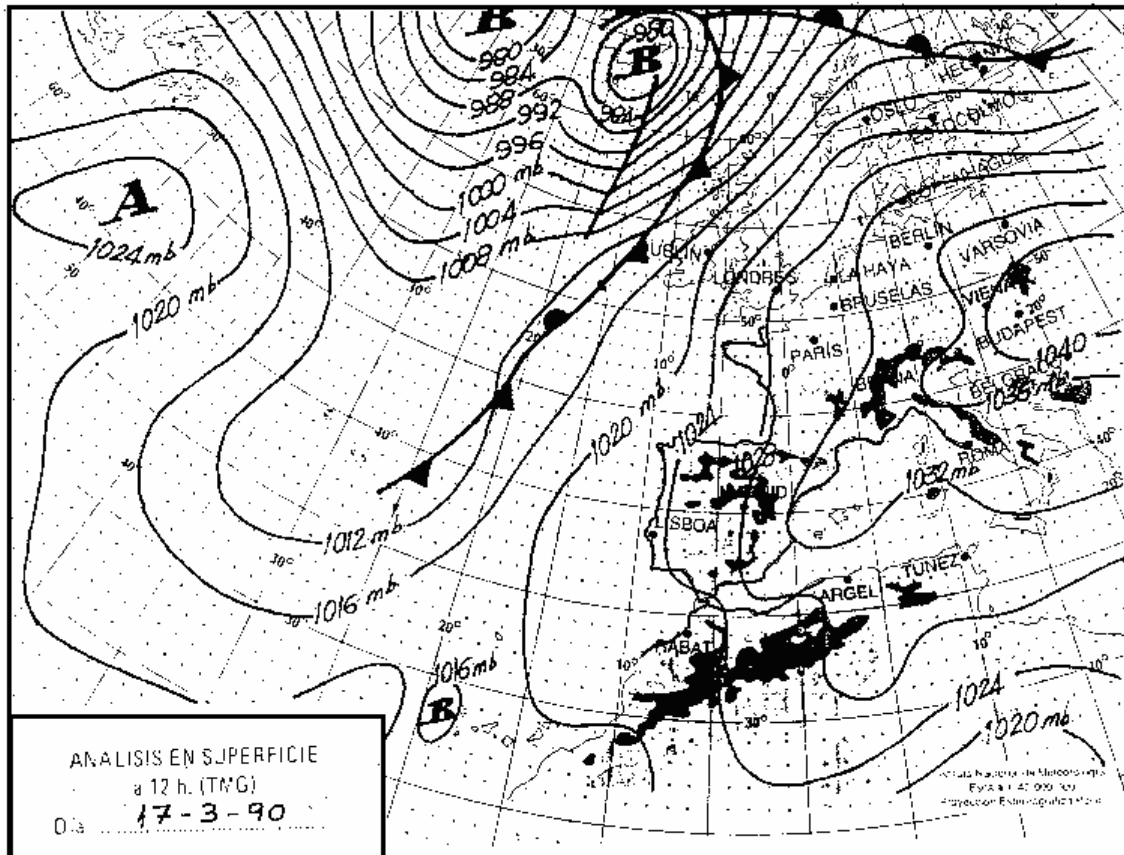


Figura A1. 13. TIPO 13. Anticiclón centro Europeo.

#### Descripción:

Anticiclón centrado en Europa, bloqueando la entrada de sistemas frontales y borrascas. La dorsal anticiclónica se extiende hacia altas latitudes en todos los niveles. Ocasionalmente sistemas frontales debilitados pueden llegar a afectar la zona.

#### Tiempo asociado:

Tiempo predominantemente seco, soleado y caluroso.

#### Persistencia y evolución posible:

La situación de bloqueo puede en ocasiones llegar a persistir varios días o semanas. Su evolución como en el caso anterior es incierta pudiendo dar paso a diversas situaciones posibles

#### Frecuencia de aparición:

Su frecuencia de aparición es cerca del 2%, casi exclusivamente en otoño e invierno.

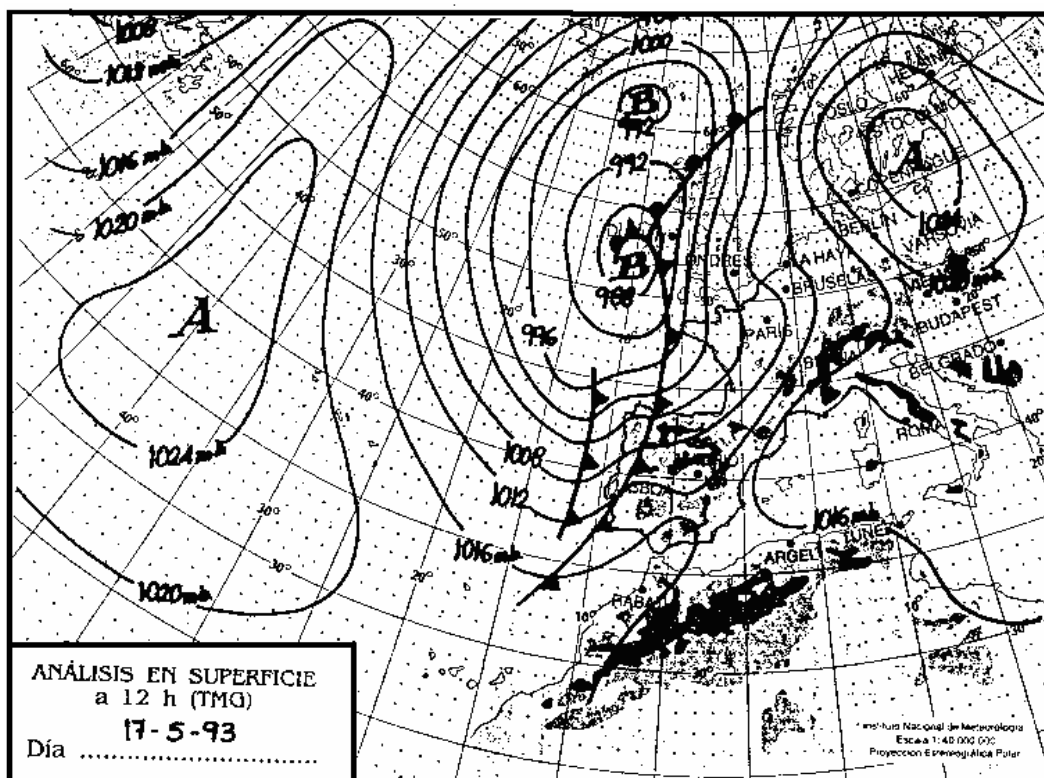
**Tipo 14 Depresión Británico-Atlántica (Figura A1. 14)**

Figura A1. 14. TIPO 14. Depresión Británico-Atlántica.

Descripción:

Bajas presiones centradas sobre el Atlántico o próximas a las Islas Británicas, con sistemas frontales asociados. Vaguada en el nivel de 500 hPa sobre el Atlántico cuyo eje se sitúa al W de la Península Ibérica.

Tiempo asociado:

En virtud de la existencia de la vaguada es de esperar tiempo inestable bajo esta situación, sobre todo asociado al paso de los sistemas frontales. En el litoral el tiempo suele ser más estable y soleado debido al efecto Foehn.

Persistencia y evolución posible:

Si existe un anticiclón de bloqueo en Europa esta situación puede persistir largo tiempo, hasta que la circulación meridiana se estrangule. Los núcleos de bajas presiones pueden seguir trayectorias inciertas, en ocasiones se desplazan hacia el Golfo de Cádiz, o bien se introducen en el continente, originando entradas de aire marítimo polar.

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición de esta situación se cifra en torno al 3%, distribuyéndose anualmente según dos máximos, uno principal durante los meses de octubre y noviembre, y otro secundario en primavera.

### Tipo 15 Depresión en el Golfo de Vizcaya (Figura A1. 15)

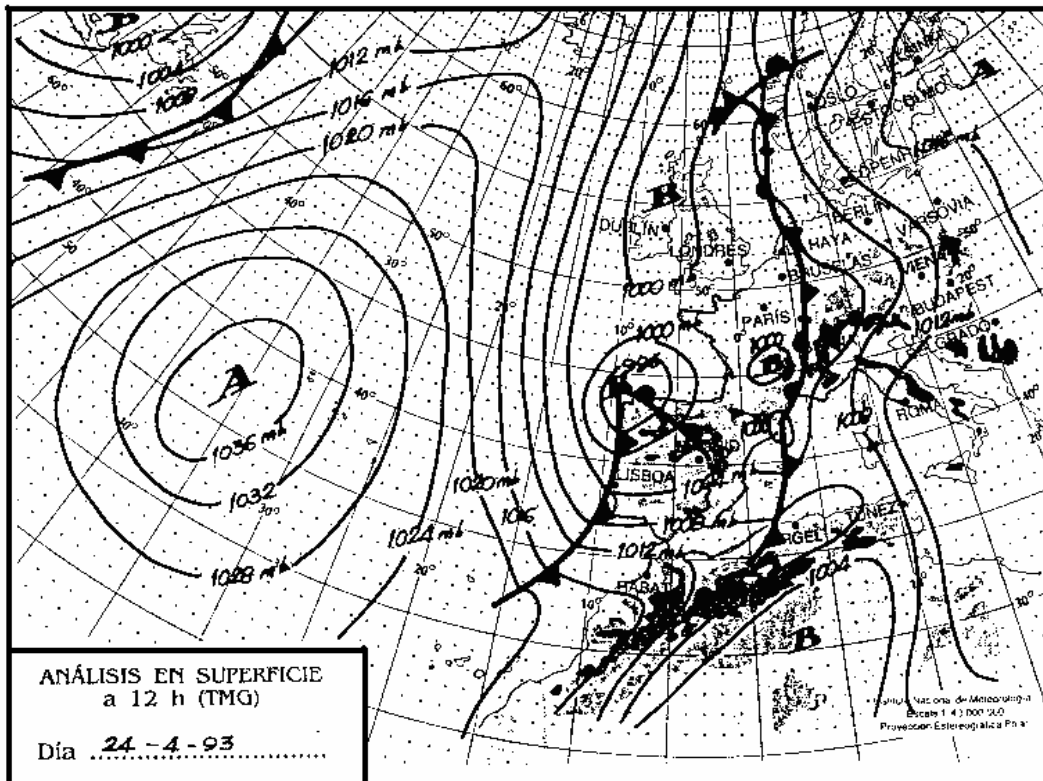


Figura A1. 15. TIPO 15. Depresión en el Golfo de Vizcaya.

#### Descripción:

Depresión centrada sobre el Golfo de Vizcaya con frentes asociados. Vaguada sobre el occidente de Europa que se refleja en la topografía de 500Hpa.

#### Tiempo asociado:

Se puede decir lo mismo que en el tipo 14, pues se puede considerar este como un caso particular de él.

#### Persistencia y evolución posible:

No dura en general más de 2 días, siendo en general rápida su evolución hacia los casos expuestos en el tipo 14.

#### Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición es muy baja (0.5%), con un máximo en otoño y otro en abril.

## TIPOS IBÉRICOS CON FLUJO DESPRENDIDO

### Tipo 16 Depresión Atlántico Ibérica (Figura A1. 16)

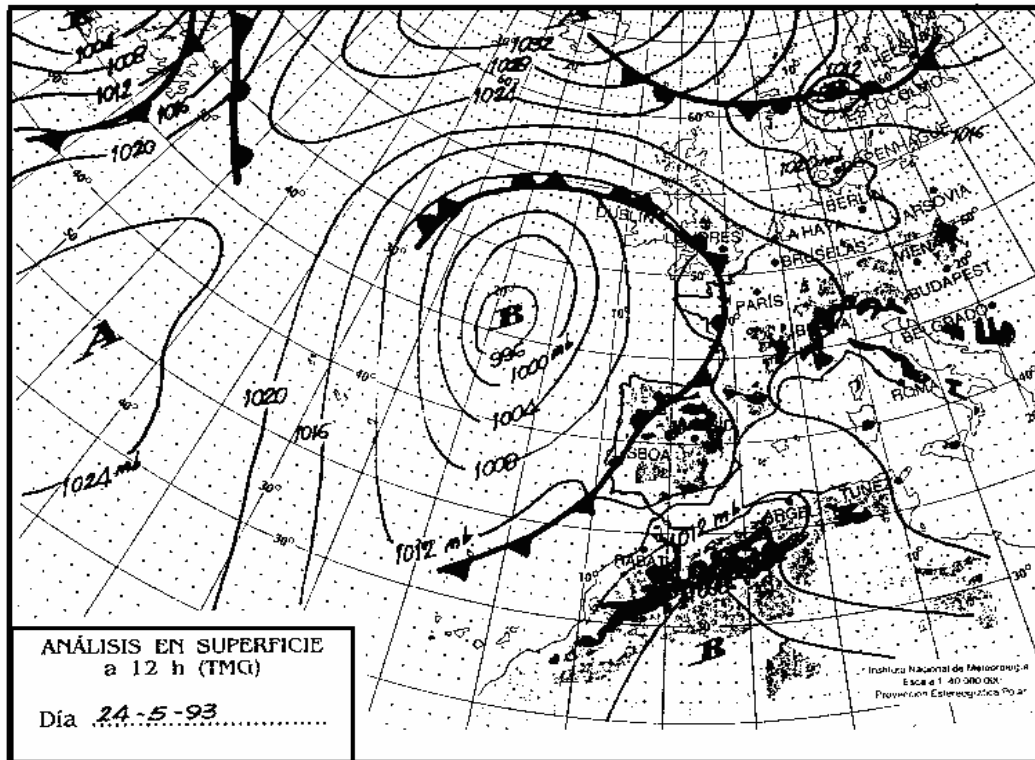


Figura A1. 16. TIPO 16. Depresión Atlántico-Ibérica.

#### Descripción:

Depresión centrada al oeste peninsular, frecuentemente frente a las costas gallegas, a la que van asociados frentes de distinto carácter. En la topografía de 500Hpa se observa una depresión fría desprendida que se corresponde en situación con la de superficie.

#### Tiempo asociado:

Se debe esperar tiempo inestable en el interior. Tiempo seco y soleado en el litoral en virtud de los vientos del sur, salvo en situaciones de inestabilidad muy acusada.

#### Persistencia y evolución posible:

La persistencia es variable entre 3 y 12 días, desplazándose en este intervalo generalmente hacia el Golfo de Cádiz, cruzando ocasionalmente la Península, favoreciendo en el primer caso la estabilidad en el País Vasco, no así tanto en el segundo.

#### Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición llega al 3%, distribuyéndose anualmente según dos máximos, uno en otoño y otro más pronunciado en el mes de mayo. La mínima frecuencia se da en verano e invierno.

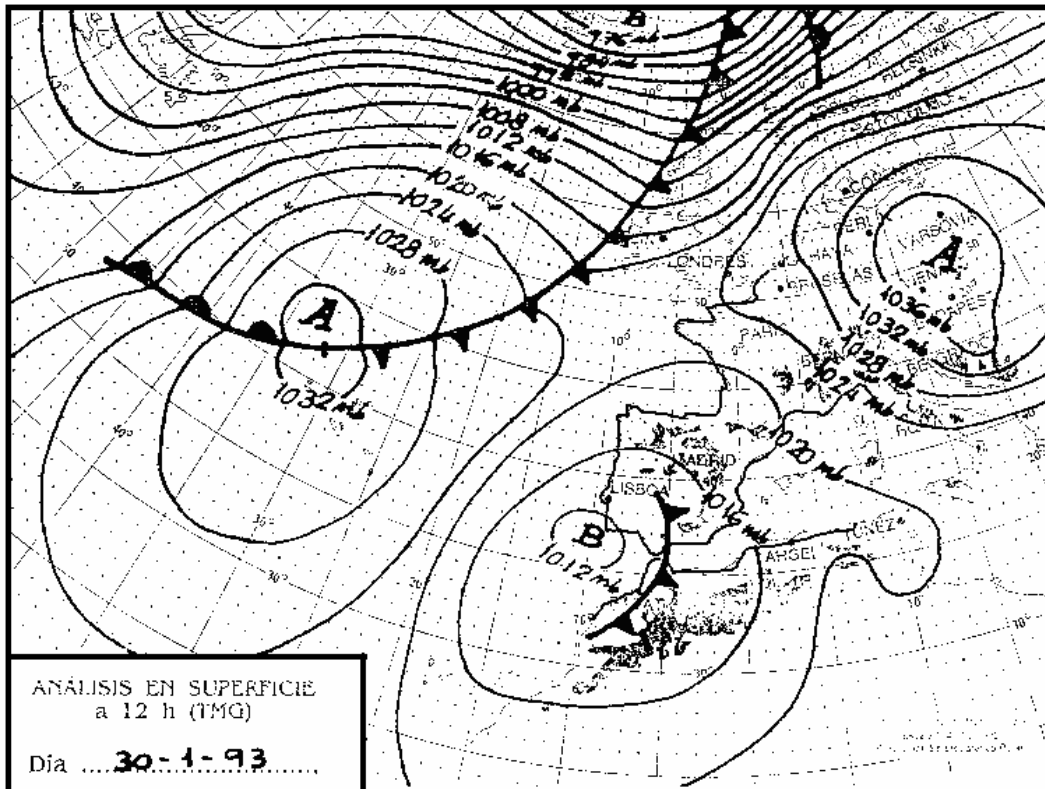
**Tipo 17 Depresión en el Golfo de Cádiz (Figura A1. 17)**

Figura A1. 17. TIPO 17. Depresión en el Golfo de Cádiz.

Descripción:

Depresión centrada en el Golfo de Cádiz asociada a una depresión en el nivel de 500 hPa

Tiempo asociado:

Tiempo estable en general, aunque el flujo del SE de cierto carácter Mediterráneo puede originar ocasionalmente precipitaciones en el Valle del Ebro.

Persistencia y evolución probable:

No suelen permanecer más de 3-5 días en esa posición, rellenándose o bien pasando al Mediterráneo, ya muy debilitadas.

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición se cifra en torno al 2%, con dos máximos: uno más pronunciado en los meses otoñales y otro secundario en abril.

## TIPOS CONTINENTALES CON FLUJO MERIDIANO

### Tipo 18 Anticiclón Británico- Europeo (Figura A1. 18)

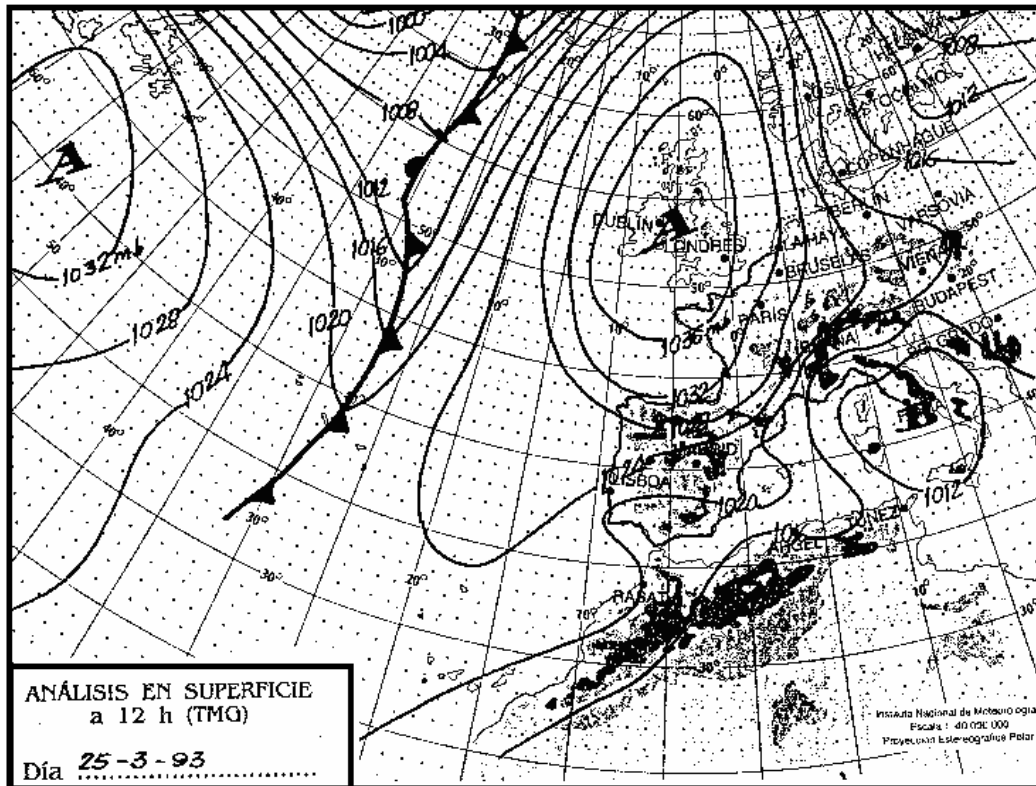


Figura A1. 18. TIPO 18. Anticiclón Británico-Europeo.

#### Descripción:

Anticiclón sobre las Islas Británicas. Profunda vaguada en el nivel de 500hPa sobre Europa central.

#### Tiempo asociado:

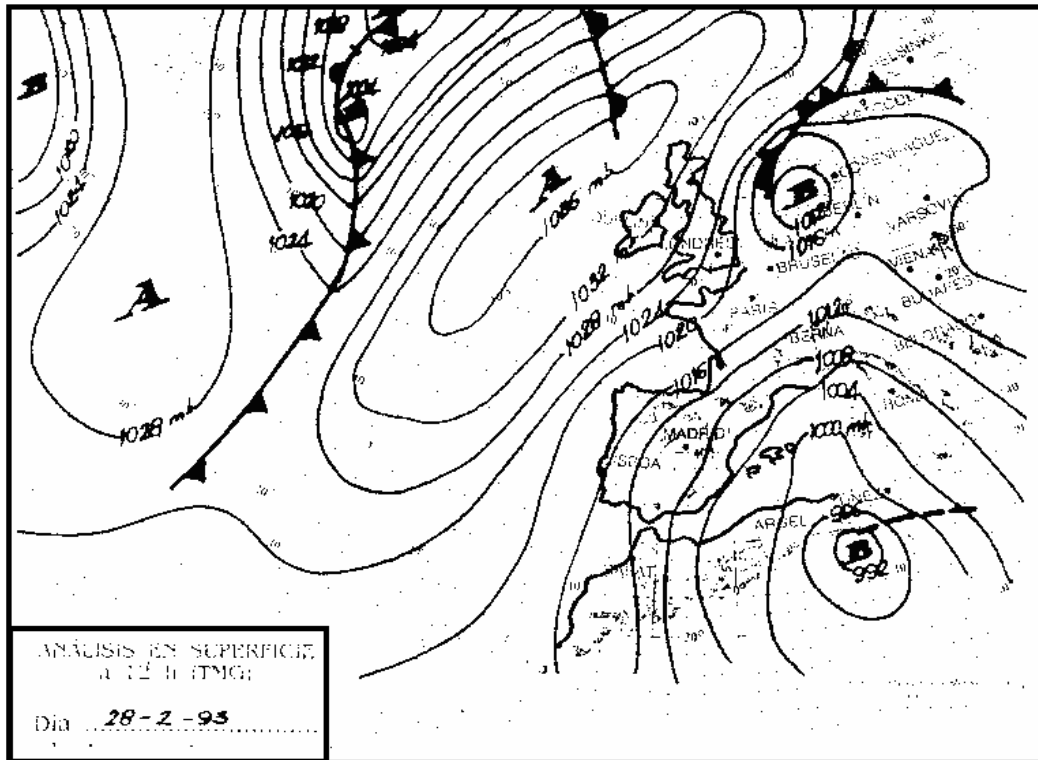
Tiempo en general seco y soleado con heladas invernales. Ocasionalmente se pueden producir precipitaciones débiles en el litoral asociadas a nubosidad estratiforme, preferentemente en invierno.

#### Persistencia y evolución prevista:

Persistencia aproximada de 1 semana, preferentemente desde final del otoño hasta primavera. Su evolución es incierta, observándose en ocasiones una evolución hacia una depresión mediterránea, o bien hacia un flujo ibérico asociado a una depresión atlántica.

#### Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición es del 2%, distribuida a lo largo del año según un máximo pronunciado a finales de otoño y otro secundario en mayo.

**Tipo 19 Depresión Mediterráneo-Europea (Figura A1. 19)**

**Figura A1. 19. TIPO 19. Depresión Mediterráneo-Europea.**

Descripción:

Depresión centrada en el mar Mediterráneo o sur de Europa. Anticiclón continental o Atlántico favoreciendo el flujo continental. Profunda vaguada a 500hPa sobre Europa que se estrangula rápidamente. En ocasiones el flujo continental puede adquirir cierto carácter marítimo, dependiendo de la torsión que la configuración isobárica presente.

Tiempo asociado:

Tiempo inestable como consecuencia de la advección de aire frío en altura y la proximidad del núcleo de circulación ciclónica. Las precipitaciones suelen ser más abundantes al oeste del territorio donde la masa continental adquiere mayor carácter marítimo.

Persistencia y evolución posible:

Duración aproximada de no más de 3 días, la vaguada en altura tiende a estrangularse, tendiendo hacia el tipo 20 preferentemente.

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición es muy baja, se cifra en el 0.3%, distribuyéndose exclusivamente en invierno y primavera.

## TIPOS CONTINENTALES CON FLUJO DESPRENDIDO

### Tipo 20 Depresión Mediterráneo – Europea (Figura A1. 20)

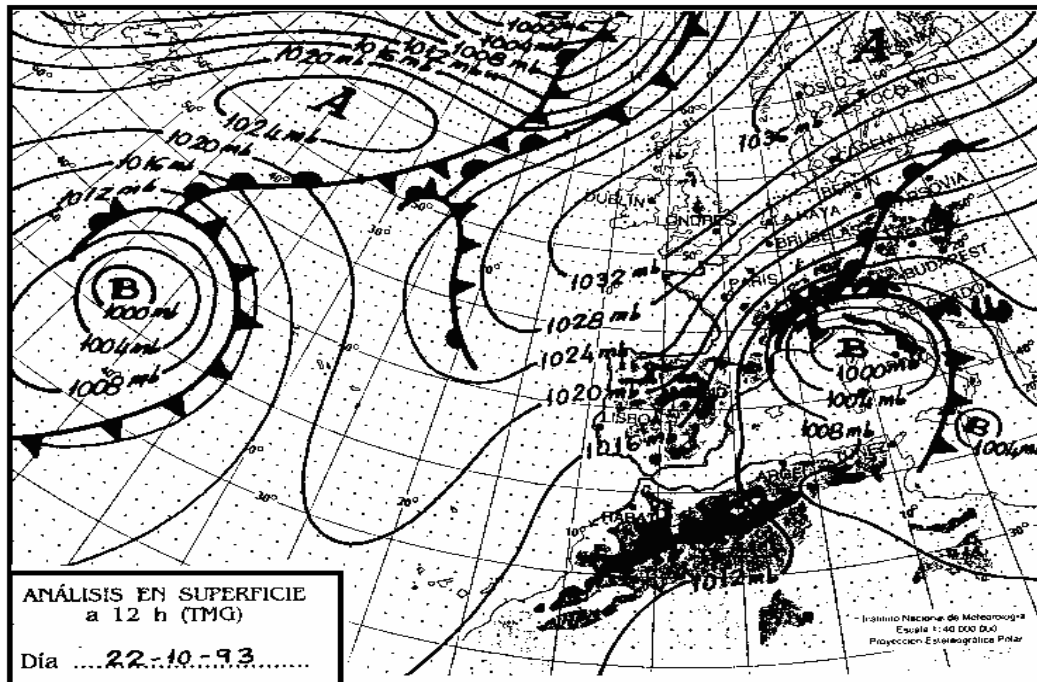


Figura A1. 20. TIPO 20. Depresión Mediterráneo-Europea.

#### Descripción:

Depresión centrada sobre el Mediterráneo o sur de Europa. Circulación desprendida visible a todos los niveles. En ocasiones el flujo continental adquiere un marcado carácter marítimo, dependiendo de la torsión que la configuración isobárica presente. No obstante estas situaciones serán incluidas como tipo continental. Altas presiones en el Atlántico o sobre el continente europeo.

#### Tiempo asociado:

Por ser una situación análoga a los tipos 19 y 8 nos remitimos a ellos.

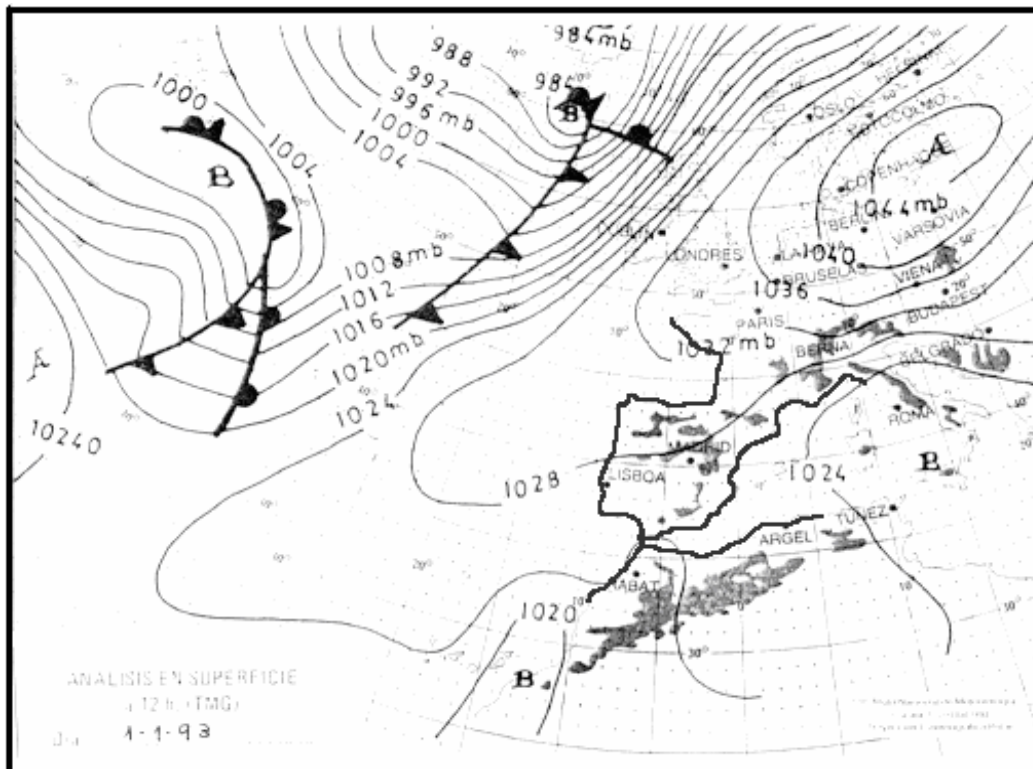
#### Persistencia y evolución posible:

Permanencia entre 4 y 10 días, desplazándose la depresión hacia el E y rellenándose, con una mejoría del tiempo que se hace más efectiva si el anticiclón termina por instalarse sobre la Península Ibérica.

#### Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición es del 2%, distribuida anualmente según máximo entre los meses de febrero y abril, y un mínimo durante el verano.



**Tipo 21 Anticiclón continental (Figura A1. 21)****Figura A1. 21. TIPO 21. Anticiclón Continental.****Descripción:**

Un potente anticiclón se centra sobre el nordeste de Europa y se extiende sobre el norte de la Península Ibérica. En la topografía de 500hPa se observa una baja desprendida sobre Europa e incluso una circulación de tipo retrógrado, E-W.

**Tiempo asociado:**

Frío intenso y seco en invierno, si bien en ocasiones se pueden producir débiles precipitaciones de nieve, en general procedente de nubosidad estratificada.

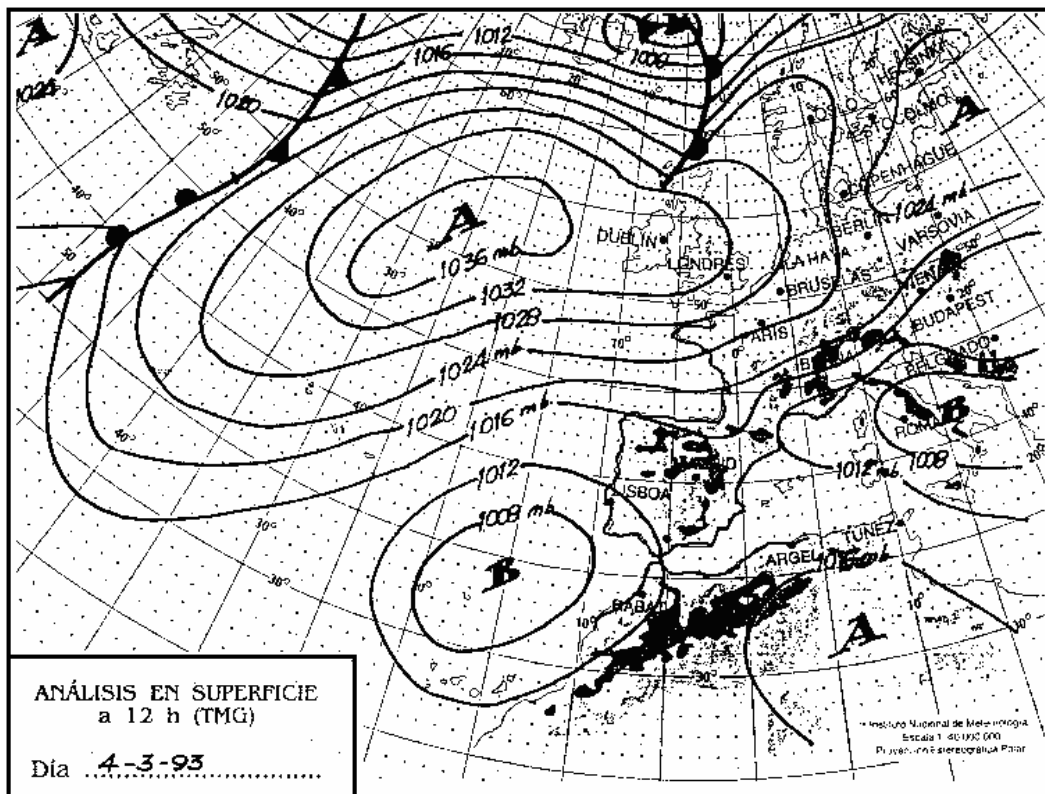
**Persistencia y evolución prevista:**

Puede persistir hasta 10 días aproximadamente retirándose progresivamente hacia el este del continente. Tras esta situación pueden quedar flujos de carácter ibérico anticiclónico, o bien las depresiones atlánticas penetran en el continente al desaparecer el bloqueo que ejerce este anticiclón sobre ellas.

**Frecuencia de aparición**

La frecuencia de aparición se cifra en un 1%, distribuida anualmente casi exclusivamente durante los meses invernales.

**Tipo 22 Anticiclón Británico Atlántico (Figura A1. 22)**



**Figura A1. 22. TIPO 22. Anticiclón Británico-Atlántico**

Descripción:

Anticiclón Atlántico centrado sobre las Islas Británicas o próximo a ellas, pudiendo extenderse hacia el este del continente europeo. En altura existe un embolsamiento de aire frío asociado a una depresión desprendida y localizada en el sur del mismo.

Tiempo asociado:

La inestabilidad dependerá de la posición y profundidad de la depresión en altura, no obstante no es de esperar precipitaciones cuantiosas debido a la procedencia continental de la masa de aire y la subsidencia inducida por el anticiclón. En General el tiempo es estable, sobre todo en el área cantábrica

Persistencia y evolución prevista:

Debemos esperar una permanencia de 3 a 10 días, evolucionando hacia una estabilización progresiva de la situación, por el relleno de la depresión en altura. Puede establecerse una situación de bloqueo anticiclónico.

Frecuencia de aparición

La frecuencia de aparición se sitúa en el 2%, distribuida según un máximo en enero y un mínimo en julio y agosto. Se aprecian tres máximos relativos en junio y octubre.

## TIPOS LOCALES CON FLUJO ZONAL

### Tipo 23 Pantano barométrico (Figura A1. 23)

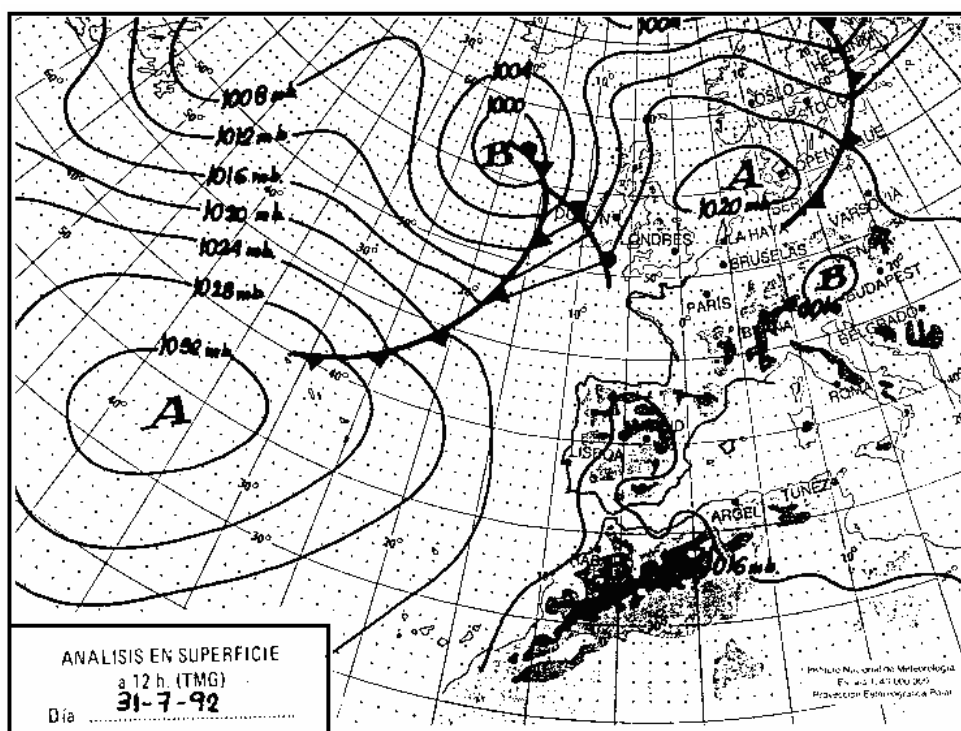


Figura A1. 23. TIPO 23. Pantano barométrico.

#### Descripción:

Débiles gradientes de presión en un área extensa que rodea la región o bien configuración isobárica en forma de silla de montar. La circulación zonal generalmente se encuentra centrada a altas latitudes.

#### Tiempo asociado:

Buen tiempo en general. Durante la época estival los vientos adquieren un régimen de brisas, pudiendo dar lugar a la formación de estratos bajos en la franja litoral. La existencia de una vaguada u onda corta en altura puede desencadenar tormentas sobre todo en verano, preferentemente al atardecer y debido al calentamiento solar.

#### Persistencia y evolución prevista:

Su permanencia se puede cifrar entre 3 y 15 días y preferentemente se produce en los meses estivales. Su evolución es incierta observándose un amplio abanico de posibilidades.

#### Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición se cifra en casi un 3%, distribuida anualmente según un máximo en los meses de agosto y septiembre y un mínimo tanto en junio y julio como en enero.

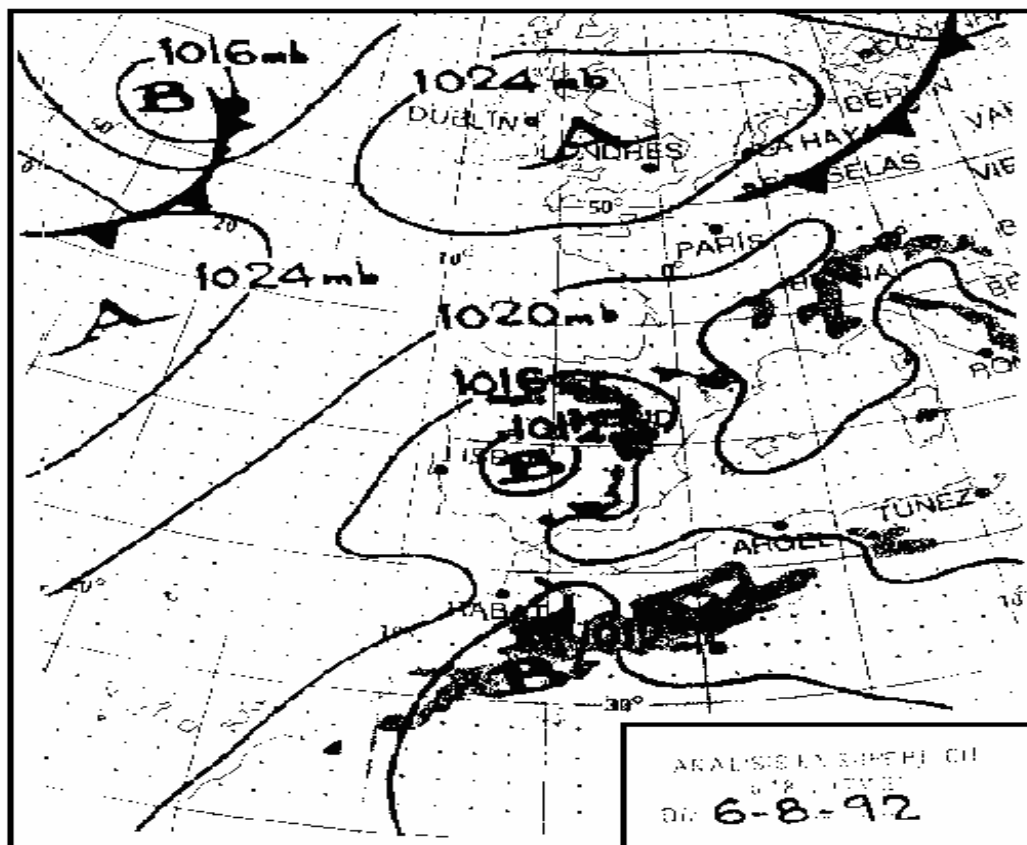
**Tipo 24 Baja térmica (Figura A1. 24)**

Figura A1. 24. TIPO. 24. Baja Térmica.

Descripción:

Bajas presiones localizadas en el centro de la Península Ibérica que se forman debido a las altas temperaturas que se registran en el interior de la misma en los meses estivales. Sobre las Islas Azores, el anticiclón envía un débil flujo de componente N sobre el norte peninsular.

Tiempo asociado:

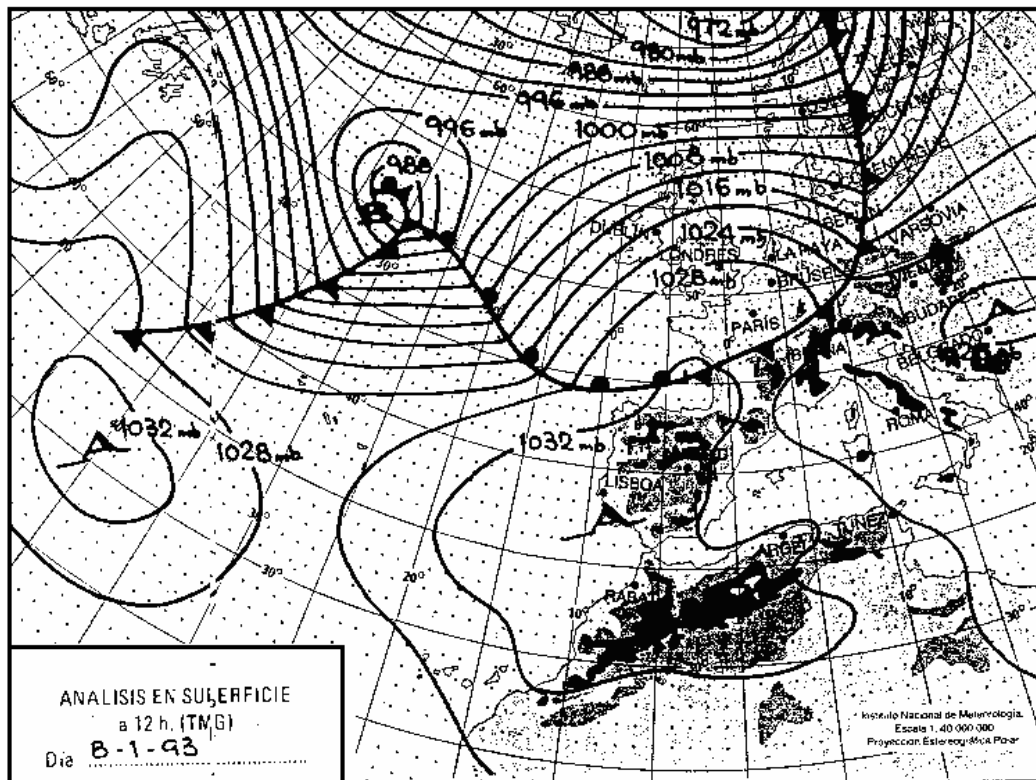
Tiempo estable y caluroso en general, aunque en la franja litoral la circulación anticiclónica pueda dar lugar a nubosidad orográfica estratificada de la que se desprendan lloviznas. Las tormentas típicas de calor pueden producirse dependiendo de la posición y desarrollo de la vaguada en altura, y ocurren preferentemente en el interior del territorio.

Persistencia y evolución posible:

Esta situación puede llegar a persistir más de dos semanas, siendo su evolución incierta.

Frecuencia de aparición:

Después del tipo1 es la situación que más se repite con una frecuencia global del 15%, presentándose con un máximo pronunciado en julio y agosto.

**Tipo 25 Anticiclón Peninsular (Figura A1. 25)**

**Figura A1. 25. TIPO 25. Anticiclón Peninsular.**

Descripción:

Anticiclón dinámico centrado sobre la Península Ibérica o en su proximidad. Circulación zonal a altas latitudes. Presencia eventual de frentes que penetran en el área anticiclónica.

Tiempo asociado:

Estabilidad general, tiempo seco y soleado. Ocasionalmente es de destacar la presencia de lloviznas, principalmente en la franja litoral.

Persistencia y evolución posible:

Normalmente esta configuración se mantiene en torno a 5 días aunque su duración máxima puede alcanzar los 30 días en invierno, siendo sustituida por una configuración de tipo ibérico o marítimo zonal asociada al paso de depresiones atlánticas.

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de este tipo es la tercera más elevada con un 9% de los casos, distribuida anualmente según un máximo en invierno y en mínimo en verano.

## TIPOS LOCALES CON FLUJO MERIDIANO

### Tipo 26 Pantano barométrico (Figura A1. 26)

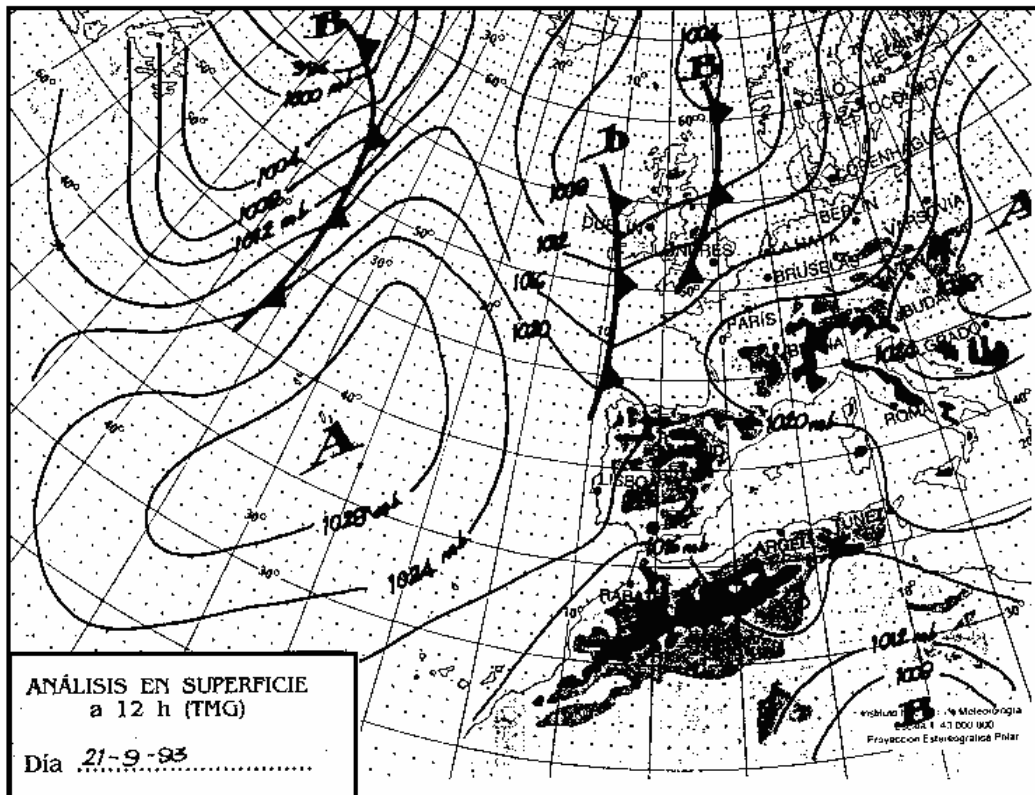


Figura A1. 26. TIPO 26. Pantano Barométrico.

#### Descripción:

Débiles gradientes de presión en un área extensa que rodea la región o bien configuración isobárica en forma de silla de montar. Profunda vaguada en el nivel de 500Hpa sobre la Península.

#### Tiempo asociado:

Inestabilidad acusada en virtud de la vaguada existente en altura, más aún en época estival. Probables tormentas intensas.

#### Persistencia y evolución posible:

Duración no superior a 5 días en los cuales se pueden producir tormentas intensas. Evolución incierta.

#### Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición es muy baja (0,5%), mostrando una distribución irregular a lo largo del año, apreciándose, sin embargo, un máximo en mayo.

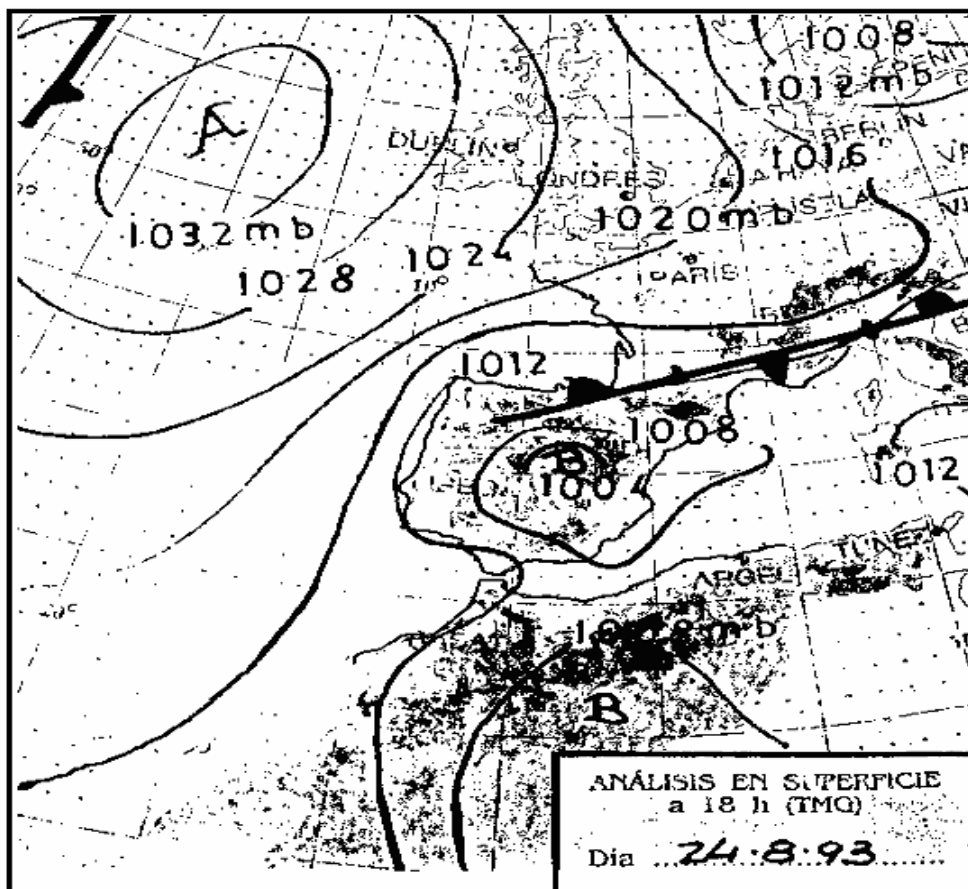
**Tipo 27 Baja térmica (Figura A1. 27)**

Figura A1. 27. TIPO27. Baja Térmica.

Descripción:

Nos remitimos al tipo 23 con la salvedad de la situación en el nivel de 500 hPa donde existe en este caso una vaguada sobre la Península Ibérica

Tiempo asociado:

Atmósfera inestable con tormentas generalizadas

Persistencia y evolución posible:

La persistencia de esta situación de 1-2 días, siendo de esperar la formación de una depresión desprendida en altura y en ocasiones la desaparición de la baja térmica en superficie debido al cese del calentamiento solar sobre la superficie debido a la nubosidad.

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición es del 1%, distribuida de forma casi simétrica entre los meses de mayo a septiembre, con un máximo pronunciado en julio.

## TIPOS LOCALES CON FLUJO DESPRENDIDO

### Tipo 28 Baja térmica (Figura A1. 28)

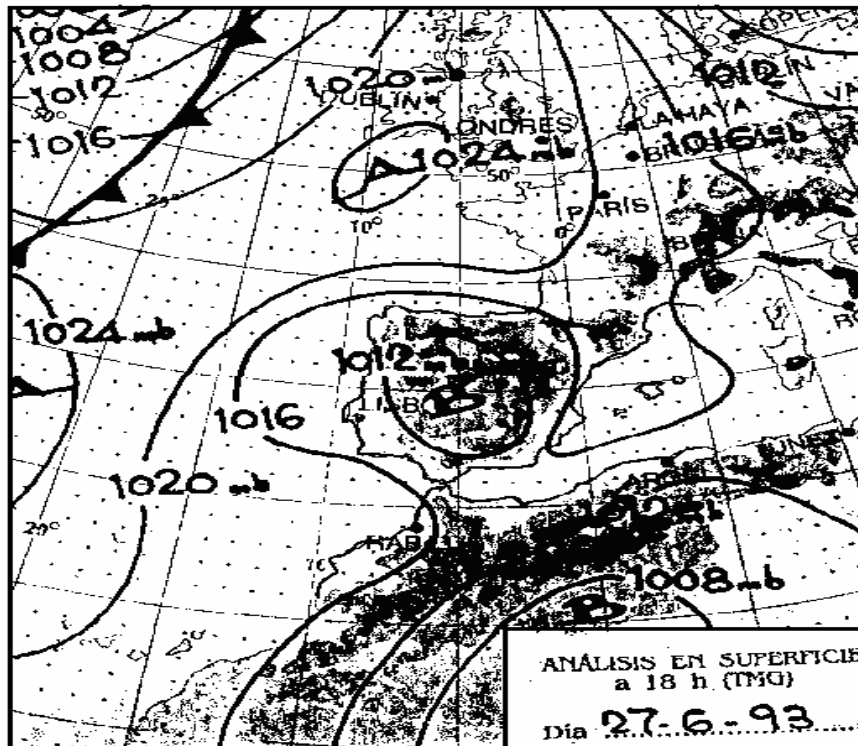


Figura A1. 28. TIPO 28. Baja Térmica.

#### Descripción:

Baja de origen térmico sobre la Península Ibérica. En el nivel de 500Hpa, depresión fría en las proximidades de la misma, pero no sobre ella, en la que se suele localizar un anticiclón en altura.

#### Tiempo asociado:

Inestabilidad en función de la proximidad y profundidad de la depresión fría, con la posible formación de tormentas. Posibilidad de lloviznas en el litoral por la succión de aire marítimo hacia el centro de bajas presiones.

#### Persistencia y evolución posible

Cuando la depresión en altura se centra sobre la Península Ibérica, la inestabilidad que se produce sobre ella impide el calentamiento solar de la superficie y la baja térmica en superficie desaparece rápidamente evolucionando hacia una situación incierta.

#### Frecuencia de aparición:

La frecuencia con que aparece esta situación supera el 2%, distribuyéndose entre los meses de mayo a octubre con un máximo entre junio y agosto



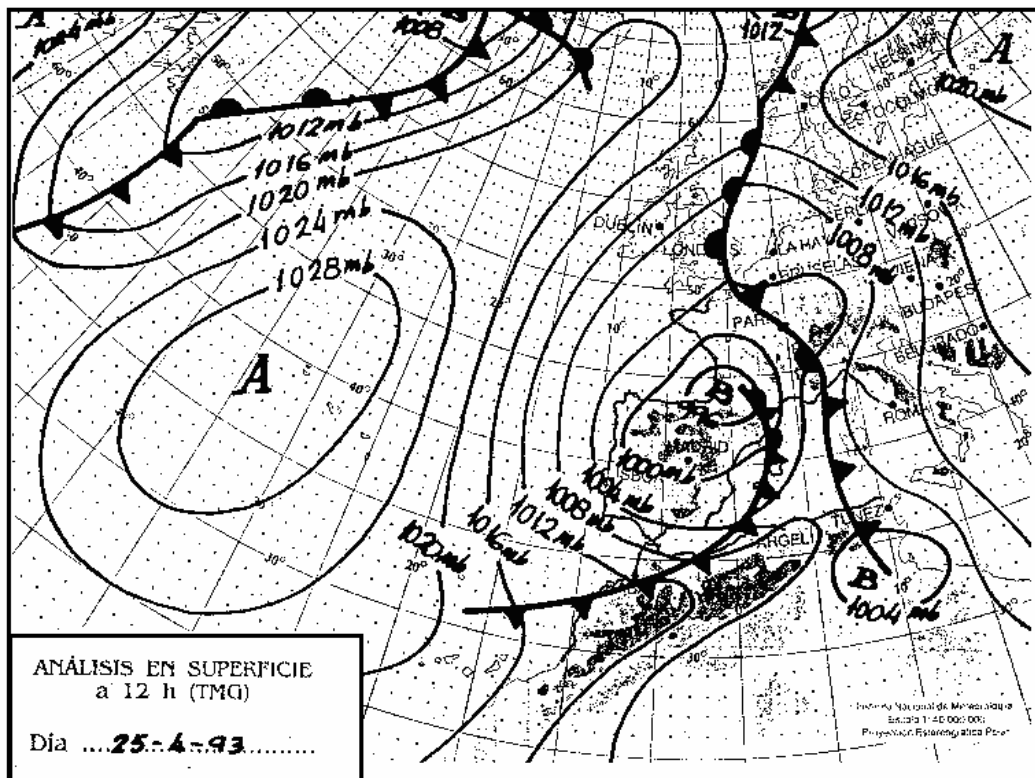
**Tipo 29 Depresión fría Peninsular (Figura A1. 29)**

Figura A1. 29. TIPO 29. Depresión fría Peninsular.

Descripción:

Depresión en altura situada sobre la Península Ibérica o en sus proximidades. En superficie aparece un área de bajas presiones centrada en la misma área, pudiendo coexistir varios centros secundarios.

Tiempo asociado:

Inestabilidad generalizada con precipitaciones irregularmente distribuidas y de carácter tormentoso, pudiendo ser intensas.

Persistencia y evolución posible:

Esta situación puede persistir hasta 1 semana, tiempo durante el cual la depresión en altura suele rellenarse con una mejoría del tiempo y con una evolución incierta hacia otros tipos de tiempo.

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición de esta situación es importante llegando al 4 %. Se distribuye anualmente según dos máximos y dos mínimos. El máximo más acusado aparece entre los meses de abril y junio y el secundario en el mes de septiembre. Los mínimos aparecen en julio y agosto, y durante el invierno.

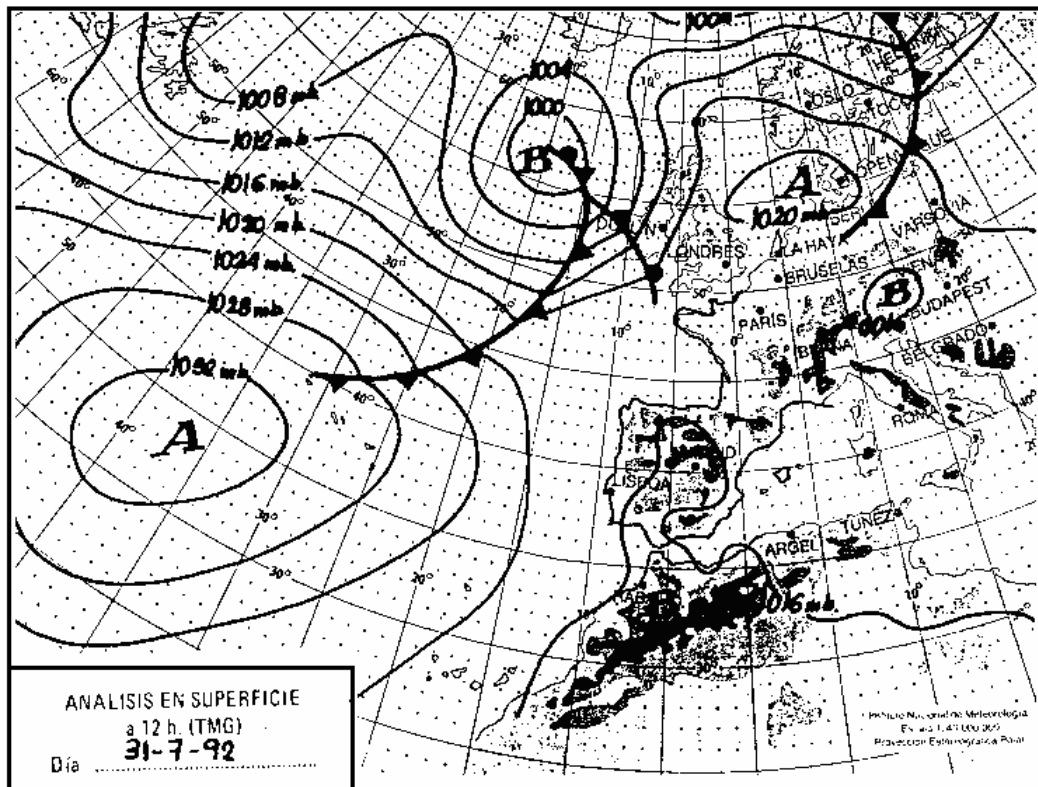
**Tipo 30. Pantano barométrico (Figura A1. 30)**

Figura A1. 30. TIPO 30. Pantano barométrico.

Descripción:

Débiles gradientes de presión en un área extensa que rodea la región o bien configuración isobárica en forma de silla de montar. Depresión fría en altura localizada sobre o próxima al área de estudio

Tiempo asociado:

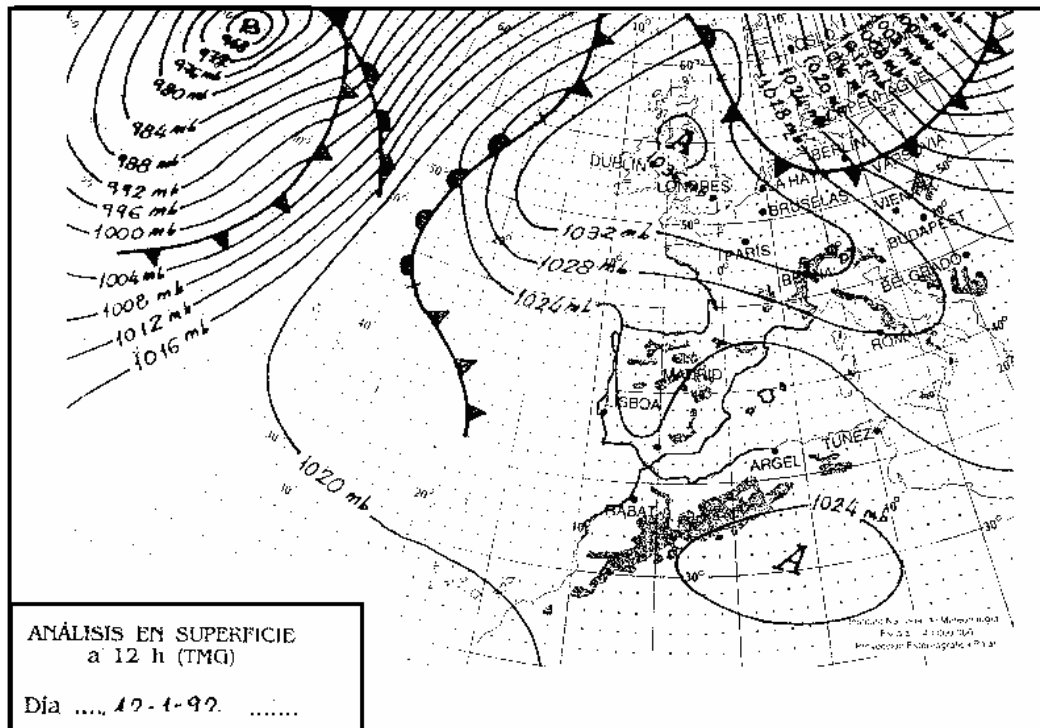
Inestabilidad debida a la baja desprendida existente en altura con probable actividad tormentosa.

Persistencia y evolución posible:

Duración no superior a 5 días en los cuales se pueden producir tormentas intensas. La evolución hacia otros tipos de tiempo es incierta.

Frecuencia de aparición

La frecuencia de aparición es muy baja y se cifra en un 0.3%, con un máximo en los meses de primavera.

**Tipo 31 Anticiclón Británico (Figura A1. 31)**

**Figura A1. 31. TIPO 31. Anticiclón Británico.**

Descripción:

En superficie aparece un anticiclón centrado sobre las Islas Británicas. En la superficie de 500 hPa aparece una depresión sobre la Península Ibérica.

Tiempo asociado:

Atmósfera inestable en virtud de la existencia de la baja desprendida en altura con algunos chubascos irregulares. Esta inestabilidad es más acusada en el interior y en primavera.

Persistencia y evolución posible:

Persistencia limitada al tiempo de relleno de la depresión, puede llegar hasta 1 semana. Evolución hacia tipo anticiclónico ibérico o bien hacia flujo continental de carácter anticiclónico.

Frecuencia de aparición:

La frecuencia de aparición se cifra en un 1% distribuido de una forma irregular a lo largo del año con un máximo en los meses de enero y febrero siendo inexistente en verano.



**ANEXO II:  
ARTÍCULOS PUBLICADOS**