



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA GENERAL Y DE LA ATMÓSFERA

TESIS DOCTORAL

La actividad tormentosa en Castilla y León:
Análisis microescalar y modelos conceptuales.

Autor: Manuel Antonio Mora García
Co-Directores: Dr. D. Fernando de Pablo Dávila
Dr. D. Luís Jesús Rivas Soriano

Salamanca, 2012



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA GENERAL Y DE LA ATMÓSFERA

La actividad tormentosa en Castilla y León:
Análisis microescalar y modelos conceptuales.

Memoria presentada para optar al Grado de Doctor

Manuel Antonio Mora García

Salamanca, 2012



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

FERNANDO DE PABLO DÁVILA Y LUÍS JESÚS RIVAS SORIANO,
PROFESORES DEL DEPARTAMENTO DE FÍSICA GENERAL Y DE
LA ATMÓSFERA DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

CERTIFICAN: Que la presente Memoria de Tesis Doctoral, *La actividad tormentosa en Castilla y León: Análisis microescalar y modelo conceptuales* ha sido realizada bajo su co-dirección, en el Departamento de Física General y de la Atmósfera de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca por el Licenciado D. Manuel Antonio Mora García.

Consideramos que la citada Memoria, por sus características de originalidad en la elección del tema tratado así como por la metodología empleada en su desarrollo, cumple satisfactoriamente los requisitos de calidad científica exigibles para la obtención del título de Doctor que se pretende. Por ello, se autoriza su presentación para ser defendida públicamente.

Salamanca, de de 2012

Fdo.: FERNANDO DE PABLO DÁVILA

Fdo.: LUÍS JESÚS RIVAS SORIANO

A mi familia

AGRADECIMIENTOS

Aunque es difícil priorizar el amor y los sentimientos, comienzo por mis padres, Alejandro y Manoli. Ellos me dieron la vida y una privilegiada educación, creciendo feliz bajo su tutela y compartiendo nuestro amor con mis hermanos, Alejandro y Teresa. Me enseñaron aquello que no está en los libros, a ser mejor persona, con su ejemplo y dedicación.

Raquel es mi compañera y ejemplar madre de mis hijos, qué más se puede pedir a una esposa que ser la mejor amiga y amante. A mis hijos, Sara, Alejandro y Sofía, de los que me siento orgulloso, espero ser un buen padre para vosotros, y transmitirlos la herencia más valiosa, la de la buena educación y los valores de los sentimientos que van pasando de padres a hijos a través de generaciones.

A todos os agradezco vuestra comprensión durante estos años de duro trabajo, en que he tenido que prescindir de mi dedicación exclusiva a vosotros, y que sin duda es lo que me ha supuesto mayor sacrificio. Espero recuperar con creces el tiempo perdido.

También quiero agradecer a todos los que hicieron posible que terminara este trabajo de Tesis. Empezando por Alejandro, mi padre, Meteorólogo y Catedrático de Matemáticas, que tanto me ayudó en mis comienzos universitarios y me orientó hacia la carrera de Meteorología. A todos mis compañeros del INM y AEMET, que me enriquecieron en el aspecto profesional y personal con sus experiencias y amistad. Entre ellos, quiero destacar a Ignacio Villarino, cuyo esfuerzo, dedicación y conocimientos me sirvieron de ejemplo y ayuda. A Jesús Riesco, con el que compartí los momentos más duros en el desarrollo de nuestras Tesis, coetáneas en el tiempo. A Germán Flor, por su inestimable ayuda en temas de edafología. Y sobre todo a mis directores, Fernando de Pablo Dávila y Luis Rivas Soriano, que creyeron en mis posibilidades y me animaron a emprender esta tarea.

Por último a la Agencia Estatal de Meteorología, en la que llevo trabajando 27 años, por la formación recibida y experiencia adquirida en estos años, y que me ha permitido realizar este trabajo de Tesis, gracias por su mecenazgo y los datos necesarios para su elaboración.

INDICE

LISTA DE ACRÓNIMOS

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES Y ESTADO DEL ARTE	1
1.1 ELECTRICIDAD ATMOSFÉRICA.....	1
1.1.1 Descargas Eléctricas. Rayos.....	1
1.1.2 Origen y formación del rayo.....	3
1.1.2.1 Rayos nube-tierra negativos, positivos, nube-nube y nube-aire.....	3
1.2 MODELOS DINÁMICOS DE TORMENTAS, ACTIVIDAD ELÉCTRICA Y SEVERIDAD.....	6
1.2.1 Tormentas o células ordinarias.....	6
1.2.2 Tormentas multicelulares.....	7
1.2.3 Supercélulas.....	7
1.2.4 Sistemas Convectivos de Mesoescala.....	8
1.2.5 Tormenta severa desde el punto de vista eléctrico. Intensidad y polaridad.	
Principales trabajos e investigaciones.....	9
1.2.5.1 Intensidad de rayos.....	9
1.2.5.2 Polaridad.....	11
1.2.5.3 Granizo y actividad eléctrica.....	12
1.2.5.4 Precipitaciones intensas y actividad eléctrica.....	12
1.2.5.5 Tornados y actividad eléctrica.....	13
1.2.5.6 Sistemas Convectivos de Mesoescala con estructura " <i>cold ring</i> ".....	14
1.2.5.7 Derechos y actividad eléctrica.....	15
1.2.5.8 Ciclones Tropicales y actividad eléctrica.....	15
1.2.5.9 Ciclones extratropicales y actividad eléctrica.....	15
1.3 SISTEMAS DE DETECCIÓN DE RAYOS.....	16
1.3.1 Sistemas actuales de observación en tierra.....	16
1.3.2 Sensores ubicados a bordo de satélites.....	20
1.4 INVESTIGACIONES MÁS RECIENTES SOBRE DESCARGAS ELÉCTRICAS.....	22
1.4.1 Trabajos sobre la actividad eléctrica en la península ibérica.....	27

CAPÍTULO 2. DESCRIPTIVA MICROESCALAR DE LOS RAYOS REGISTRADOS EN CASTILLA Y LEÓN (2000-2010)	29
2.1 LA RED DE DETECCIÓN DE RAYOS EN ESPAÑA (AEMET)	29
2.2 TRATAMIENTO Y FILTRADO DE LOS DATOS.....	32
2.3 MARCO GEOGRÁFICO Y MORFOLÓGICO DE CASTILLA Y LEÓN.	33
2.3.1 Unidades morfoestructurales.	34
2.3.1.1 Penillanuras	34
2.3.1.2 Cuenca Sedimentaria	35
2.3.1.3 Los bordes montañosos.....	35
2.3.2 Hidrografía	36
2.3.2.1 La Cuenca del Duero	36
2.3.3 Tipos de suelo.....	37
2.3.4 Clima	38
2.4 ESTUDIO DE LAS DESCARGAS ELÉCTRICAS SOBRE CASTILLA Y LEÓN.	39
2.4.1 Distribución temporal de los rayos.....	39
2.4.2 Densidad de rayos nube-tierra.....	42
2.4.3 Polaridad, multiplicidad e intensidad de corriente	48
2.4.3.1 Polaridad	48
2.4.3.2 Multiplicidad	53
2.4.3.3 Intensidad de corriente	57
2.4.4 Número de días de tormenta	61
2.4.5 Rayos vs altitud.....	63
2.4.6 Rayos vs usos de suelo	66
2.4.7 Rayos vs tipos de suelo	69
CAPITULO 3. TORMENTAS SEVERAS SOBRE CASTILLA Y LEÓN	72
3.1 CARACTERIZACIÓN SINÓPTICA DE EPISODIOS DE TORMENTAS SEVERAS DESDE EL PUNTO DE VISTA DE LA ACTIVIDAD ELÉCTRICA	72
3.2 SITUACIONES SINÓPTICAS ASOCIADAS A UNA INTENSA ACTIVIDAD ELÉCTRICA EN CASTILLA Y LEÓN.	74
3.2.1 Ingredientes básicos comunes.	74
3.2.2 Metodología clasificación sinóptica	76
3.2.3 Clasificación en grupos:.....	78
3.2.3.1 Dorsal.....	81
3.2.3.2 Vórtice frío o Circulación débil ciclónica embebida en dorsal	84
3.2.3.3 Baja Centrada en Castilla y León	88
3.2.3.4 Baja móvil.....	91

3.2.3.5 Vaguada.....	95
3.2.3.6 Ondas.....	99
3.2.3.7 Baja SW Y W	103
CONCLUSIONES.....	107
BIBLIOGRAFIA.....	111
ANEXO I. SINGULARIDADES A MICROESCALA.....	125
A1.1 SINGULARIDAD DE LA PEÑA DE FRANCIA, EN LA PROVINCIA DE SALAMANCA. ..	126
A1.2 SINGULARIDAD DE LA LA BOLA DEL MUNDO, EN LA PROVINCIA DE SEGOVIA. ..	127
A1.3 SINGULARIDAD SIERRA DE CARBONILLA, EN LA PROVINCIA DE BURGOS.	129
A1.4 SINGULARIDAD DEL PICO CURAVACAS, EN LA PROVINCIA DE PALENCIA.	130
A1.5 PARQUES EÓLICOS	131
A1.6 SORIA CAPITAL.....	133
A1.7 INTEGRACIÓN DE LAS DESCARGAS ELÉCTRICAS EN LA APLICACIÓN "GOOGLE EARTH"	134
ANEXO II. INFORMACIÓN DETALLADA DE CADA SITUACIÓN SINÓPTICA, CON EL ANÁLISIS DE UN CASO SINGULAR.....	139
A2.1 DORSAL	139
A2.1.1 DORSAL. Caso de estudio.....	140
A2.2 VÓRTICE EMBEBIDO EN DORSAL SINÓPTICA.....	141
A2.2.1 VÓRTICE EMBEBIDO EN DORSAL SINÓPTICA. Caso de estudio	142
A2.3 BAJA CENTRADA EN CASTILLA Y LEON.....	143
A2.3.1 BAJA CENTRADA EN CASTILLA Y LEON. Caso de estudio.	143
A2.4 BAJA MÓVIL.....	145
A2.4.1 BAJA MÓVIL. Caso de estudio.	146
A2.5 VAGUADA.....	148
A2.5.1 VAGUADA. Caso de estudio.	149
A2.6 ONDAS	151
A2.6.1 ONDAS. Caso de Estudio.	152
A2.7 BAJA SW Y W	153
A2.7.1 BAJA SW Y W. Caso de estudio.....	154

LISTA DE ACRÓNIMOS

AEMET- Agencia Estatal de Meteorología
ALEXIS- Array of Low Energy X-ray Imaging Sensors
ATAP- Area de Téncias de Análisis y Predicción (Aemet)
BDRAY- Base de Datos de RAYos
BWER- Bounded Weak Echo Region
CAPE- Convective Available Potential Energy
CCM- Complejo Convectivo de Mesoescala
CIN- Convective INhibition energy.
CG - Cloud to Ground
CYLE- Castilla y León
DF- Direction Finder
DL - Dart Leader
DMC - Deep Moist Convection
ECMWF- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EE.UU.- Estados Unidos de América
EUCLID- European Cooperation for Lightning Detection
EL- Equilibrium Level
ELF – Extreme Low Frecuency
ERA-INTERIM - ECMWF Reanalysis (desde enero 1989)
ESWD - European Severe Weather Database
EUMETSAT-European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
FORTE - Fast On - Orbit Recording of Transient Events
GHCC- Global Hydrology and Climate Center
GLM- Geoestationary Lightning Mapper
GPS- Global Positioning System
IC - Intra Cloud
IDV- Integrated Data Viewer.
IM - Instituto de Meteorologia, IP Portugal
INE- Instituto Nacional de Estadística
INM- Instituto Nacional de Meteorología
ISS -Ionospheric Sounding Satellite
K- K index.
KSC- Kennedy Space Center
LASA- Los Alamos Sferic Array
LDAR – Lightning Detection And Ranging
LI-Lightning Image
LINET- Lightning Detection Network

LIS - Lightning Image Sensor.
LF - Low Frequency
LFC - Level of Free Convection
LPATS -Lightning Position & Tracking System
MCC- Mesoyscale Convective Complex
MCS- Mesoyscale Convective System
MDF - Magnetic Direction Finder
MSG- Meteosat Second Generation
MTG-Meteosat Third Generation
NASA- National Aeronautics and Space Administration
NASDA- National Space Development Agency of Japan
NLDN- National Lightning Detection Network
NMIMT - New Mexico Institute of Mining and Technology
NT- Nube a Tierra
NOAA- National Oceanic and Atmospheric Administration
OMM - Organización Meteorológica Mundial
OTD - Optical Transient Detector.
PR - Precipitation Radar
RADAR - RAdio Detection And Ranging
RS - Return Stroke
SCM- Sistema Convectivo de Mesoescala
SL -Stepped Leader
RF - Radio Frecuencia
SAFIR - Surveillance et Alerte foudre par Interferométrie Radioélectrique
STEPS - Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study
TIPPs - Transionospheric Pulse Pairs
TLE- Transient Luminous Effect
TOA -Time Of Arrival
TOGA -Time Of Group Arrival
TRMM -Tropical Rainfall Measuring Mission
TROCCINOX -Tropical Convection, Cirrus, and Nitrogen Oxides Experiment
TT- Total of Total index
UTC- Universal Time Coordinated
UTM- Universal Transverse Mercator
VHF- Very High Frequency
VIL- Vertical Integrated Liquid.
VLF- Very Low Frequency
WWLLN - World-Wide Lightning Location Network
3-D - Tridimensional

INTRODUCCIÓN

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) define la tormenta como *“Descarga brusca de electricidad atmosférica que se manifiesta por un resplandor breve (relámpago) y por un ruido seco o un estruendo sordo (trueno). Las tormentas se asocian a nubes convectivas (Cumulonimbus) y suelen acompañarse de precipitación en forma de chubascos de lluvia o de hielo o, en ocasiones, de nieve, nieve granulada, hielo granulado o granizo.”* Vocabulario Meteorológico Internacional, OMM nº 182.

Aunque la tormenta está definida por el rayo, se trata de un complejo proceso en el que intervienen aspectos termodinámicos, dinámicos, eléctricos y de microfísica de nubes, que se inicia con la formación de la nube cumulonimbo y desemboca finalmente en la descarga eléctrica o el rayo. Este fenómeno es observado también en otras atmósferas planetarias, como las de Júpiter y Saturno, y existen evidencias de su existencia en otros planetas del sistema solar. Es muy probable que los primeros rayos azotaran la Tierra hace 3000 millones de años, y que jugaran un papel importante en la producción de moléculas orgánicas en el inicio de las formas de vida (Miller, 1953; Rakov y Uman, 2003), existiendo evidencias fósiles de hace 2500 millones de años que confirman este hecho (Harlan y Hacker, 1966)

La electricidad atmosférica como ciencia nace con B. Franklin, a finales del siglo XVIII, aún existen muchas incertidumbres en cuanto al proceso de electrificación de las nubes, así como sobre el origen, formación y desarrollo de los rayos. Las nuevas tecnologías permiten nuevos campos de investigación, como la geometría 3-D de los rayos o las descargas desde el tope de la nube hacia la ionosfera, denominadas TLE (Transition Luminous Effect), que sin duda servirán para que aparezcan nuevos descubrimientos próximamente. La gigantesca energía contenida en un rayo (eléctrica, luminosa y acústica) es lo que ha hecho que prácticamente todas las culturas a lo largo de los tiempos, comenzando por los Hourrites con Teshup, los Sumerios con Ishkur, los Egipcios con Seth, los Indúes con Indra, los Aztecas con Tlaloc, los Chinos con Tien Mu, los griegos con Zeus o los normandos con Thor entre otros, atribuyesen al rayo y al trueno un origen divino o mitológico, ya fuera como castigo o señal. Durante la Edad Media hasta la Edad Moderna existen múltiples referencias de daños provocados por rayos en estructuras altas, como iglesias, y que no fueron erradicados hasta la invención del pararrayos por Benjamin Franklin en 1752. La irresponsable práctica europea de tocar las campanas para “ahuyentar” las tormentas, causó la muerte de 103 campaneros en un periodo de 33 años, según se describe en un libro publicado por Fischer en 1784 (*cfr.* Schonland, 1964). Existen también numerosas referencias históricas de barcos destruidos o dañados por impactos de rayos en los mástiles durante los siglos XVIII y XIX. Ya en pleno siglo XXI, EE.UU. presenta un promedio anual de 87 víctimas a causa de los rayos y cerca de 500 heridos, superando en este aspecto a otros fenómenos atmosféricos severos tales como

tornados, inundaciones o huracanes. A nivel global, cada año se producen unas 24000 muertes por rayo y unos 240000 heridos por rayo (Holle y López, 2003). En España, entre 1941 y 2010 hubo 2196 fulminados por rayo, aunque estas cifras se han visto reducidas en las últimas décadas, debido a una menor población dedicada a las actividades agrícolas y ganaderas y a una sociedad mejor informada.

Desde la perspectiva estadística, en 1925 Brooks estimó que la superficie terrestre es golpeada permanentemente por aproximadamente 100 rayos por segundo, aunque posteriormente, basándose en observaciones desde satélite con los instrumentos OTD y LIS, se comprobó que son entorno a unos 50 rayos por segundo (Christian *et al.*, 2003). En cualquier momento están activas unas 2000 tormentas eléctricas simultáneamente. Se producen entre las latitudes 60°N y 60°S, con el 90% de los rayos diarios globales en el hemisferio de verano, sobre todo en la zona intertropical y fundamentalmente sobre tierra. El 10% restante se produce en el hemisferio de invierno y principalmente sobre las corrientes oceánicas cálidas, como el Gulf Stream y el mar Mediterráneo. Al considerar todos los rayos anuales de forma global, el 75% de los rayos se da en la zona intertropical, con una distribución de rayos en zonas continentales tropicales que muestra un claro pico diurno, máximo en las horas finales de la tarde (16-17 hora local) y un mínimo al principio de la mañana (06-09 hora local). En contraste con esto, el ciclo diurno de las descargas eléctricas sobre océanos es casi inexistente, sin apenas variaciones durante el día, de acuerdo a la casi nula variación diurna de la temperatura del mar (Price, 2009). Países como Estados Unidos detectan alrededor de 20 millones de rayos al año, procedentes de unas 100000 tormentas eléctricas, siendo las regiones más afectados Florida (y la ciudad de Tampa, en particular), Georgia, Carolina del Sur, Nueva York u Oklahoma, que detectan y reciben miles de rayos cada año.

En resumen la actividad eléctrica asociada a las tormentas, y más concretamente los rayos, constituyen un elemento más dentro de las características de los fenómenos convectivos. La detección de estos fenómenos, a través de la red de detección de descargas eléctricas implantada en la superficie del territorio nacional, tiene un interés indudable. Su aplicación inmediata consiste, evidentemente, en la localización de la actividad tormentosa (labor básica de vigilancia) pero además, el conocimiento de la propia actividad eléctrica puede tener un valor importante por el impacto que puede tener sobre gran número de actividades del ser humano (centrales y líneas de conducción eléctrica, generación de episodios de contaminación, lanzamiento de cohetes...) o por el riesgo que por sí mismo puede entrañar (incendios forestales, muertes por rayos...).

CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES Y ESTADO DEL ARTE

En este capítulo revisaremos la bibliografía relacionada con las descargas eléctricas que tienen aplicación directa en este trabajo de Tesis. Los aspectos teóricos e históricos referentes a la formación de las descargas eléctricas así como los fundamentos dinámicos y termodinámicos de la formación de nubes cumulonimbos se pueden encontrar en numerosas publicaciones y artículos, por lo que se citan o describen de forma muy somera.

1.1 ELECTRICIDAD ATMOSFÉRICA

El proceso de formación de un rayo no es un fenómeno aislado, sino que forma parte del llamado circuito eléctrico global atmósfera -Tierra, resultado de la ionización de la atmósfera por los rayos cósmicos y la radioactividad natural terrestre, de forma que la tierra está cargada negativamente y el aire positivamente, existiendo la denominada “corriente de buen tiempo”. De esta forma, el conjunto electrosfera-Tierra (ó Ionosfera -Tierra) puede ser considerado como un gran condensador esférico (Uman, 1969) con la placa externa constituida por la electrosfera y la interna por la superficie terrestre. Dentro de este contexto en este apartado analizaremos la génesis del rayo.

1.1.1 Descargas Eléctricas. Rayos

Debido al campo eléctrico de buen tiempo, en los límites laterales de todas las nubes se produce captura de iones por las partículas nubosas y por tanto electrificación de las nubes. En algunos casos, las nubes de tipo nimbostrato y altostrato pueden generar descargas eléctricas, pero son casos singulares. Así mismo, las nubes formadas por el humo de los incendios, por cenizas volcánicas, las tormentas de arena y las producidas por explosiones nucleares pueden generar descargas eléctricas, pero la nube responsable de la gran mayoría de los rayos son las nubes cumulonimbos, como se observa en la figura 1.

La distribución de carga en cada tormenta individual es compleja y fluctúa con el tiempo. No obstante, existen varios modelos teóricos de electrificación de las nubes cumulonimbos, como los modelos inductivos o bipolares (Elster-Geitel, Wilson), aunque el modelo de distribución eléctrica más aceptado por la comunidad científica es el llamado modelo tripolar (Williams, 1989). Así, la distribución de carga en un cumulonimbo sería un centro principal de carga positivo en el tope de la nube, un centro de carga negativo debajo de éste y un núcleo secundario de carga positivo en la base de la nube, próximo a la isocero. Esta distribución se justifica por el proceso no inductivo “granizo blando-hielo”, en el que dependiendo de una temperatura umbral, en los choques entre partículas de hielo y de granizo

blando, la polarización se invierte. De esta forma, el núcleo de carga positiva en la parte inferior de la nube, se atribuye a partículas de granizo blando que quedan cargadas positivamente al colisionar con partículas de hielo a temperaturas superiores a unos -15°C .



Fig.1 Cumulonimbo y rayos. Fuente: AEMET

Dentro de las descargas eléctricas, independientemente de su polaridad, en una primera clasificación podemos distinguir 4 tipos o clases:

- Descargas intranube, es decir, descargas cuyo origen y final están dentro de la propia nube;
- Descargas nube-nube, o descargas cuyo origen está en un cumulonimbo y su final en otra nube cumulonimbo distinta;
- Descargas nube-aire, con origen en un cumulonimbo y fin en el aire claro
- Descargas nube-tierra, con origen en un cumulonimbo y final en el suelo terrestre.

Los tres primeros tipos se suelen agrupar, constituyendo las descargas entre nubes (intracloud o IC), frente a las descargas nube tierra (Cloud-ground o CG). Aproximadamente por cada rayo CG se producen tres rayos IC, aunque esta proporción depende del tipo y lugar de la tormenta, el estado de desarrollo y otros factores. Boccipio *et al.*, (2001) afirman que este valor oscila entre 2 y 10 rayos IC por cada rayo CG, y aunque las descargas IC no producen daños importantes en la superficie terrestre, sí son capaces de producir percances sobre las aeronaves; además, su estudio ofrece mayores dificultades, ya que los antiguos sistemas de detección de rayos no eran capaces de localizar y discriminar descargas IC. No así los nuevos sistemas de detección, que sí son capaces de detectar esta clase de rayos, permitiendo en el caso de los sistemas 3-D un análisis de sus trayectorias.

1.1.2 Origen y formación del rayo

La clasificación más completa de las descargas eléctricas nube-tierra, se realiza de acuerdo a la polaridad de la carga neta transferida al suelo (negativos y positivos) y la dirección de la guía escalonada inicial (ascendentes y descendentes). El 90% de los rayos son negativos descendentes y un 10% positivos descendentes. Una mínima cantidad de rayos, que se producen desde torres u objetos elevados (más de 100 m de altura) u objetos de altura moderada ubicados en picos montañosos aislados, son de origen ascendente positivos o negativos (Baba y Rakov, 2009).

El rayo (*“flash”*) está constituido por 1 o varias descargas (*“strokes”*) pudiendo llegar hasta las 26, siendo lo más frecuente entre 3 y 5. Este número de descargas es lo que se denomina multiplicidad del rayo, siendo menor para los rayos positivos que para los negativos. En general, la primera descarga define la localización del rayo, y se le asignan todas las descargas que disten menos de 10 km espacialmente en una ventana temporal de un segundo.

1.1.2.1 Rayos nube-tierra negativos, positivos, nube-nube y nube-aire

Los rayos que desde la nube transportan carga negativa al suelo son los denominados rayos nube tierra (NT-), ó Cloud-to-Ground (CG-) en terminología inglesa, que son los más frecuentes o abundantes y sobre los que nos centraremos especialmente. En este tipo de descarga, el rayo comienza a formarse desde el centro de carga negativa de la nube cumulonimbo con distribución de carga tripolar. En primer lugar es necesario un proceso denominado de ruptura, surgiendo una descarga tendida entre el centro de carga negativa y el núcleo de carga positivo inferior, con duración de decenas a centenas de milisegundos y que permite la formación de la guía escalonada ó *“stepped leader”* (SL). Ésta guía configura un camino ionizado de mínima resistencia descendente, que se va ramificando a través de sucesivos impulsos, distribuyendo la carga negativa a lo largo de su trayectoria. En el suelo, al aproximarse la guía escalonada, por procesos de inducción, comienzan a agruparse cargas positivas en objetos prominentes aumentando el campo eléctrico. A partir de un valor crítico, surge un camino ascendente llamado la *“upward leader”* o *“streamer”*, que suele tener decenas de metros si es una descarga descendente, y centenares de metros si se trata de un rayo ascendente desde un objeto superficial elevado (Rakov and Uman, 2003), cuya finalidad es enlazar con la SL, terminando en un complejo proceso llamado de acoplamiento (*attachment*). Se produce en este momento la primera “descarga de retorno” (*return stroke*) que neutraliza la carga del canal formado por la SL, aunque no siempre se neutraliza totalmente, resultando un transporte de carga positiva hacia el centro de carga de la nube. Cuando cesa la primera descarga de retorno el rayo puede finalizar. En este caso, se trataría de un rayo simple. En ocasiones, se produce una segunda guía descendente, la *“dart leader”*, que cuando llega cerca

del suelo se ramifica dando lugar a varias subdescargas que conectan con las respectivas “upward leaders” procedentes del suelo, dando lugar a un rayo con multiplicidad función de las subdescargas. Este proceso se describe gráficamente en la figura 2.

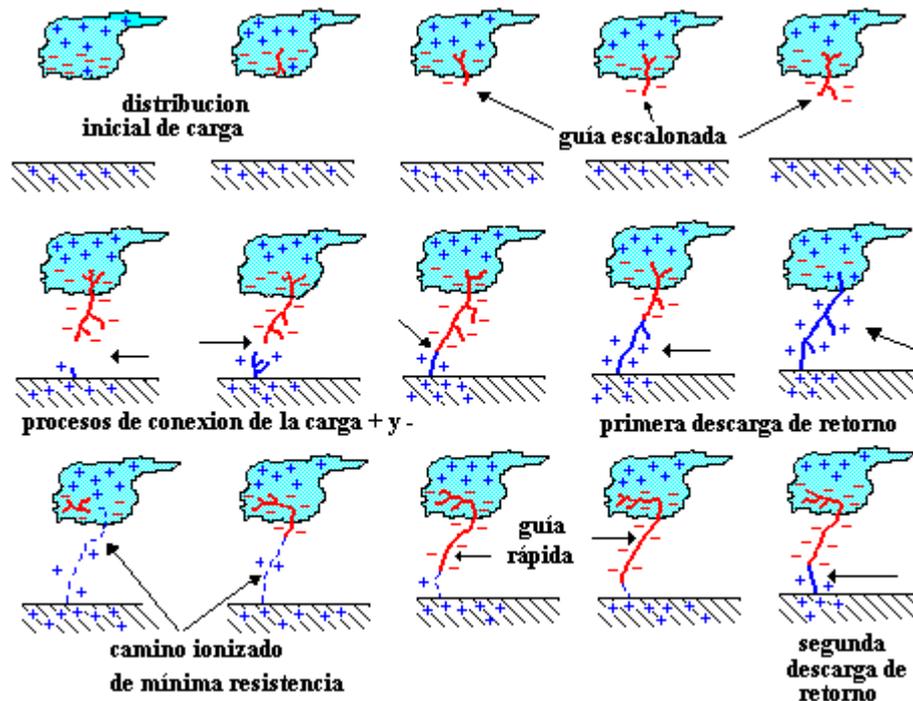


Figura 2, Esquema de las diferentes etapas de la formación de un rayo NT- en una nube de tormenta.
Fuente: módulos TEMPO. Modelos conceptuales de tormentas: Radar y Rayos (AEMET)

La abrumadora mayoría de rayos nube-tierra negativos tienen más de una descarga, con un 80% aproximadamente de multiplicidad superior a 1. Algunos porcentajes de rayos simples (una sólo descarga) observados nos indican que oscilan entre en el 14% y 17% en Florida y Nuevo México (Rakov y Uman, 1990), 21% en Sri Lanka (Cooray y Jayaratne, 1994) y el 18% en Suecia (Cooray y Pérez, 1994). Aunque la primera descarga es 2 ó 3 veces más intensa que las descargas subsiguientes, en 1/3 de los rayos múltiples existe alguna subdescarga con intensidad de pico superior a la primera descarga, como describen Rakov, Uman y Thottappillil en diversos estudios realizados en los años 90 en Florida. Valores típicos para estos rayos negativos nube-tierra son los siguientes (Rakov y Uman, 2003): Duración entre 200 y 300 ms, multiplicidad entre 3 y 5, intervalo entre descargas de 60 ms, transferencia de carga 20 C, y energía entre 10^9 y 10^{10} J.

Los rayos positivos transportan carga positiva de la nube a la tierra. A nivel global, el porcentaje de rayos positivos se estima inferior al 10% y la carga transportada por los rayos positivos, según se desprende del valor de la mediana de la distribución de los mismos obtenida por Berger *et al.*, (1975), es entorno a un orden de magnitud mayor que la de los rayos negativos, llegando a intensidades de pico de hasta 300 kA y transportando una carga de

cientos de culombios. Esto hace que los daños producidos en los puntos de impacto sean mayores, así que probablemente produzcan mayor cantidad de incendios forestales. Normalmente están formados por una única descarga existiendo rayos positivos con multiplicidad mayor a 1, si bien son escasos. Incluso existe mayor posibilidad de que la segunda descarga sea negativa (rayo bipolar), a que sea positiva (Pierce, 1955).

En ocasiones, el porcentaje de rayos positivos es elevado, pudiendo distinguirse 5 casos singulares:

- *Estado de disipación de una tormenta ordinaria* (Pierce, 1955; Fuquay, 1982; Orville *et al.*, (1983), Nielsen *et al.*, (1994)). En la fase de disipación de una tormenta, tras la actividad eléctrica, se descarga parcialmente el núcleo de carga negativa. Por tanto, deja de apantallar el núcleo de carga positiva, y permite las descargas positivas entre la parte superior del cumulonimbo y el suelo.
- *Tormentas de invierno*. Takeuti *et al.*, (1978,1985) y Brook *et al.*, (1982) observaron cómo en Japón, las tormentas de invierno producían gran cantidad de rayos positivos. Brook propuso un modelo en el cual, debido a la cizalladura vertical del viento, el núcleo de carga positivo es desplazado horizontalmente respecto al núcleo de carga negativo, desapareciendo el apantallamiento y permitiendo las descargas positivas desde la parte superior del cumulonimbo. En las climatologías mundiales de rayos positivos en latitudes medias, se observa que en los meses invernales existe mayor porcentaje de rayos positivos que en los meses cálidos. Este hecho se podría justificar por la mayor cizalladura del viento en latitudes medias en invierno respecto al verano.
- *Zona estratiforme de SCM*. En los Sistemas Convectivos de Mesoescala, se ha observado que la zona estratiforme trasera, constituida por nubes de poco desarrollo vertical, produce gran cantidad de rayos positivos, observándose un patrón bipolar en superficie, correspondiendo las cargas negativas sobre todo al borde delantero, donde existe convección profunda.
- *Tormentas Severas*. Durante el ciclo de vida de algunas tormentas severas, se observan cambios en la polaridad predominante de los rayos.
- *Tormentas formadas sobre zonas de incendios forestales o contaminadas por humo*. En EE.UU. y Canada se han observado grandes porcentajes de rayos positivos en estos casos (Vonnegut y Orville, 1988; Latham, 1991).

Por lo que respecta a las descargas nube-nube y nube-aire, su frecuencia es mucho mayor que los rayos nube-tierra. Se suelen iniciar en los límites superior o inferior de la zona

principal de carga negativa de la nube, donde el campo eléctrico es mayor y en general el rayo une el centro de carga negativa inferior con el centro de carga positiva superior. En algunos casos surgen del centro de cargas positivas inferior y otras distribuciones observadas indican la existencia de nubes con centros de carga diferentes al modelo tripolar. En muchos casos, preceden a las primeras descargas CG, siendo una herramienta útil en nowcasting (Williams *et al.*, (1989), MacGorman *et al.*, (1989)).

1.2 MODELOS DINÁMICOS DE TORMENTAS, ACTIVIDAD ELÉCTRICA Y SEVERIDAD

El primer modelo dinámico de tormentas se debe a Byers y Braham (1949), como resultado del proyecto de investigación “Thunderstorm Project” realizado en EE.UU. y que dio origen al concepto de tormenta simple ó célula ordinaria. La observación de las tormentas mediante sistemas de teledetección (imágenes de satélite, radar y rayos) ha permitido una exhaustiva investigación, desarrollándose nuevos modelos conceptuales. La clasificación más ampliamente reconocida actualmente es la basada en la integración de toda la información disponible: radar, satélite, sondeos, datos de observación convencionales y modelos numéricos. Existe gran bibliografía sobre estos temas, pero dado que nos vamos a centrar fundamentalmente en la actividad eléctrica de estos tipos de tormentas, sólo haremos una descripción somera de la actual clasificación de las tormentas y sistemas tormentosos, así como de los principales trabajos sobre la actividad eléctrica de estas tormentas y sus fenómenos asociados (granizo, precipitaciones intensas, etc.), la intensidad de rayos y la polaridad. Todo ello servirá para realizar la clasificación de las tormentas de gran actividad eléctrica en Castilla y León, objeto del capítulo 3 de esta Tesis

1.2.1 Tormentas o células ordinarias

El modelo conceptual de tormenta ordinaria que surgió del mencionado “Thunderstorm Project” (Byers y Braham, 1949), define la estructura básica de todo tipo de tormentas. Un modelo que aunque modificado ligeramente por aspectos no suficientemente especificados inicialmente, como las “downdrafts” en el interior de la nube (corrientes descendentes), o el “entrainment” ó intrusión del aire ambiental adyacente a la nube, sigue vigente como afirma Doswell III (2001). Este mismo autor resume los estudios posteriores al inicial, como los realizados por Fujita en 1955 y Barnes en 1978, utilizando redes mesoescales; el National Hail Research Experiment, descrito por Foote y Knight (1979); o el Florida Area Cumulus Experiment descrito por Barnston *et al.*, (1983).

Las dimensiones típicas de esta clase de tormentas es de 10 km tanto en horizontal como en vertical, con una duración al menos de media hora, y una corriente vertical que debe de sobrepasar ampliamente la isoterma de 0°C. Una vez formada la precipitación por la

corriente ascendente en la fase inicial, la fase líquida y sólida comienza a descender desde la parte alta del cumulonimbo debido a su peso, comenzando la fase madura, y cuando sólo hay corrientes descendentes nos encontramos en la fase de disipación. Una característica importante de este tipo de tormentas es la ausencia de cizalladura vertical, ya que va a impedir el desacoplamiento de la corriente vertical con respecto a la descendente que permitiría una duración mayor de la tormenta.

1.2.2 Tormentas multicelulares

Los frentes de racha de la tormenta ordinaria, originados por la corriente descendente del cumulonimbo son la causa, en ocasiones, de la formación de nuevas células tormentosas. Doswell III (2001) afirma que la organización en línea (líneas de turbonada o líneas de inestabilidad) es la forma más común de organización de la DMC (Deep Moist Convection) ó Convección Profunda, con dimensiones variables, dependiendo del número de células. En general a partir de dos células, se forman nuevas células en la línea que las une, dando una estructura más o menos continua, pero lo característico de este tipo de tormentas es la interacción de las células individuales para dar una estructura de conjunto. Esta estructura lineal puede sufrir transformaciones a lo largo del tiempo, intensificándose algunas células, fragmentándose otras o dando lugar a estructuras de tipo "*bow-echo*" (eco radar tipo gancho), con intensos vientos en superficie. Los frentes de racha organizados de la línea de tormentas son un mecanismo eficaz para disparar la convección en amplias zonas limítrofes.

Pueden considerarse dos tipos de tormentas multicelulares. El primero de los casos lo constituyen grandes agrupamientos de tormentas con estructura de células ordinarias, en diferentes estados de su ciclo de vida, pero que tienen como característica principal la interacción entre ellas. En los casos analizados en Castilla y León de tormentas severas desde el punto de vista de la actividad eléctrica, es el predominante. El segundo tipo, corresponde al modelo conceptual clásico, en el que una célula se desarrolla adyacentemente a otra célula en fase madura, que a su vez se ha desarrollado adyacentemente a otra en fase de disipación. Constituye una estructura tormentosa que se propaga, además de por la traslación del sistema debido al flujo de niveles medios, por el desarrollo de las células nuevas, que en general se forman a la derecha del movimiento de traslación y en sentido contrario al flujo en niveles bajos.

1.2.3 Supercélulas

Browning (1977) define una supercélula como una tormenta que posee una circulación mesociclónica o mesociclón, es decir, una corriente vertical rotatoria persistente y profunda. El término persistente se refiere al tiempo de escala de una parcela ascendente, y el término

profunda se refiere a que alcanza una porción significativa del espesor de la nube, con una anchura de unos 3-8 km. Por tanto, un cumulonimbo con una intensa corriente vertical, capaz de elevar una burbuja de aire en poco tiempo, podría ser capaz de generar un mesociclón, sin ser necesaria una duración temporal excesiva. En ese caso se consideran mini-supercélulas, con dimensiones horizontales entorno a 10 km. Las supercélulas normales tienen una extensión entorno a 20 km, penetrando la corriente ascendente en la baja estratosfera (“*overshooting*”). Es necesaria una gran cizalladura vertical del viento, capaz de desacoplar la corriente ascendente de la descendente, dando como resultado un sistema cuasiestacionario que puede durar varias horas, así como generando la helicidad necesaria que estabiliza la corriente ascendente. Este hecho se manifiesta en hodógrafas (representación gráfica del viento a varios niveles) largas, aunque no necesariamente curvadas. La vorticidad horizontal provocada por la cizalladura a bajos niveles es transformada en vorticidad vertical del mesociclón, al ser atrapados los vórtices superficiales por la corriente ascendente. Como resultado de la interacción entre la cizalladura vertical y la corriente ascendente y de los efectos dinámicos de la propia supercélula, se generan gradientes de presión que favorecen o entorpecen las corrientes ascendentes. En el caso favorable, se generen dos tormentas simétricas (“*splitting storm*”), la de la derecha en la dirección del flujo medio que gira en sentido ciclónico y la de la izquierda que gira en sentido anticiclónico. Debido a la cizalladura habitual en nuestras latitudes (giro a la derecha al elevarnos), en general la célula que tiende a perdurar en el tiempo es la de la derecha, con giro ciclónico. De los casos analizados de tormentas severas en Castilla y León, no hay evidencias de la formación de supercélulas, aunque sí parece posible la existencia de mini supercélulas, no confirmadas por la dificultad que supone la detección del mesociclón (tornado ó signatura radar doppler)

1.2.4 Sistemas Convectivos de Mesoescala

Maddox (1980) acuñó el término MCC (Mesoescala Convective Complex), para referirse a estructuras nubosas extensas, con forma más o menos circular o elíptica desde el punto de vista de la observación por imágenes de satélite en el canal infrarrojo y que dan lugar a precipitaciones intensas. El escudo nuboso se forma por la fusión de los yunques de varios cumulonimbos. Además debe satisfacer varios criterios bastante exigentes en cuanto a forma, duración, temperatura de tope nuboso y extensión. Zipser (1982) define un Sistema Convectivo de Mesoescala, (Mesoscale Convective System ó MCS) en términos de la interacción de circulaciones mesoescalares y la convección profunda, de forma que ésta última influye también en la propia dinámica de la circulación mesoescalar. Este criterio es muy amplio, y abarca desde simples tormentas que interactúan y tienen cierto grado de organización, líneas de turbonada o hasta tormentas tropicales o huracanes (Fristch y Forbes, 2001). MacGorman y Morgenstern (1998) definen un MCS como un “*grupo de tormentas que interactúan y modifican el ambiente y la posterior evolución de las tormentas, de tal forma que*

se genera un sistema tormentoso de larga duración con dimensiones mucho mayores que las tormentas individuales.” Por lo tanto, se puede considerar a los CCM como un subconjunto dentro del amplio abanico de MCS.

1.2.5 Tormenta severa desde el punto de vista eléctrico. Intensidad y polaridad. Principales trabajos e investigaciones

Mientras que la observación de los efectos provocados por las tormentas en superficie y por lo tanto su severidad (vientos fuertes, granizo, tornados) está condicionada por la red de observación en superficie, con limitada resolución espacial y temporal, la observación de los rayos es continua en el espacio y en el tiempo y puede ser una herramienta útil para la detección de tormentas severas. Procederemos a analizar las principales características de estas tormentas desde el punto de vista de su actividad eléctrica.

La correlación entre descargas eléctricas y severidad (viento, granizo, tornados), fue estudiada inicialmente por Vonnegut y Moore (1957) en la tormenta tornádica de Worcester (EE.UU.), y ha servido de base para estudios posteriores. Los factores determinantes son la intensidad de rayos y la polaridad de las descargas.

1.2.5.1 Intensidad de rayos

La intensidad de rayos (o número de rayos por minuto), nos permite definir una tormenta severa desde el punto de vista eléctrico. Existen numerosos estudios sobre episodios de tormentas severas, aunque nos centraremos en aquellos que hacen referencia a la intensidad de rayos y su relación con otros parámetros físicos. En general, en estos estudios, cuando se habla de rayos, se refieren a rayos totales (CG+IC).

Cianos y Pierce (1972) obtuvieron un valor promedio de 3 rayos/min para el ciclo de vida de las tormentas, independientemente de su ubicación. Según Williams (2001), basado en trabajos previos realizados por Holle y Maier (1982), Knapp (1994) y Pérez *et al.*, (1995), la intensidad de rayos nube-tierra es mayor en tormentas severas que en tormentas ordinarias, de forma que las tormentas severas tienen intensidades tan altas como 10 rayos/min, mientras que las no severas raramente tienen intensidades superiores a 1 rayo/min. Así mismo Goodman *et al.*, (2005) observan valores superiores a 70 rayos/min en tormentas severas en Alabama. En el KSC (Kennedy Space Center) de Florida se realizaron múltiples estudios en los años 70 (Livingston y Krider (1978), Piepgrass *et al.*, (1982)), aunque fueron Lhermitte y Krehbiel (1979), utilizando el sistema LDAR, quienes detectaron por primera vez en una tormenta los incrementos rápidos de intensidad de rayos, pasando de 10 rayos/min a 60 rayos/min, asociados al desarrollo de una intensa corriente ascendente y ecos intensos de

reflectividad. Peckham *et al.*, (1984) analizaron 111 tormentas en Florida durante 8 días, clasificando las tormentas individuales en tormentas con un solo pico de intensidad de rayos, tormentas con múltiples picos y sistemas tormentosos, formados por varias tormentas. Krehbiel *et al.*, (2000) detectaron en una gran supercélula en las Grandes Llanuras de EE.UU., mediante observaciones tridimensionales VHF, un modelo de continuas descargas, abarcando un volumen con forma de platillo, con diámetro de unos 60 km y una extensión vertical entre los 4 y 12 km. Respecto a la tasa de rayos IC/CG, ésta es muy variable. A modo de ejemplo, Goodman *et al.*, (1988), analizaron una tormenta que produjo un intenso “*microburst*”, con un total de 116 rayos, de los que curiosamente sólo 1 de cada 6 era CG.

La relación entre la intensidad de rayos y otros parámetros físicos de la nube cumulonimbo (altura, temperatura del tope nuboso, reflectividad radar, etc...) ha sido estudiada en numerosos trabajos. Así Jacobson y Krider (1976) y Livingston y Krider (1978) muestran que las tormentas en Florida con intensidades de rayos totales superiores a 10 rayos/min (aproximadamente 4 rayos CG/min) están asociadas sólo con topes superiores a 14 km. Holle y Maier (1982) revisan la bibliografía mundial que relaciona intensidades de rayos con temperaturas de topes nubosos, afirmando que en Florida, los rayos CG son producidos por tormentas con echotops de al menos 7.8 km. De acuerdo con Cherna y Stansbury (1986), el parámetro más correlacionado con la intensidad de rayos es la altura del cumulonimbo. En estudios de tormentas realizados en Nuevo Méjico (EE.UU.), Solomon y Baker (1994) señalan el umbral de 9.5 km de tope nuboso para la producción de rayos. Incluso Williams (1985) determina una fórmula empírica para calcular la intensidad de rayos, basada en observaciones de la altura de los cumulonimbos en Florida, Nuevo Méjico y Nueva Inglaterra (EE.UU.).

Larsen y Stansbury (1974), Marshall y Radhakant (1978) y Cherna y Stansbury (1986) muestran que la intensidad total de rayos en Canadá está correlacionada con la superficie de reflectividad radar de la tormenta. Goodman *et al.*, (1988) señalan que el pico máximo de intensidad de rayos en una tormenta con “*microburst*” asociado ocurre simultáneamente con el máximo de reflectividad radar, de VIL (Vertical Integrated Liquid), de extensión radar y de tope nuboso. Lhermitte y Krehbiel (1979), muestran que la intensidad total de rayos está correlacionada con la intensidad de la velocidad de la corriente ascendente del cumulonimbo. McKinney *et al.*, (2009) efectúan un resumen de los estudios previos sobre tormentas en EE.UU. y la conclusión obtenida es que se considera que a mayor intensidad de la corriente vertical en el seno de un cumulonimbo, mayor es la capacidad para formar granizo, favoreciendo la separación de cargas intranube por colisión entre partículas de granizo blando y gotitas, resultando en una mayor actividad eléctrica. MacGorman y Rust (1998) encontraron que la intensidad de rayos era proporcional al volumen de granizo blando/granizo a temperaturas bajo 0°C, aunque en una tormenta en Colorado los rayos CG eran proporcionales al volumen de granizo blando/granizo a temperaturas sobre 0°C. López y Aubagnac (1997)

encontraron, en una supercélula de Oklahoma que originó granizo intenso, que la proporción de granizo blando por encima de la isocero estaba relacionada con el incremento/decrecimiento de la intensidad de rayos CG, mientras que el descenso de granizo pequeño (menor que 2 cm de diámetro) por debajo de la altura de la región de granizo blando era responsable de pequeños incrementos transitorios de rayos CG. Carey y Rutledge (2000) señalan que en la convección en islas tropicales, el campo eléctrico superficial, la intensidad total de rayos y la intensidad de rayos CG estaban altamente correlacionados con la masa de hielo en fase mixta observada mediante radar.

1.2.5.2 Polaridad

El estudio de la polaridad de los rayos o su evolución temporal, puede ser una herramienta útil para determinar la severidad o estado de desarrollo de la tormenta. En todas las climatologías de descargas eléctricas basadas en redes de detección de rayos, se observa que la polaridad predominante de los rayos nube-tierra es negativa. Incluso en tormentas severas que han producido pedrisco y/o violentos tornados, generalmente supercélulas, la polaridad predominante es negativa (Pérez *et al.*, (1997); Carey *et al.*, (2003a)). Sin embargo, las supercélulas ocasionalmente producen inusuales cantidades positivas de rayos CG durante periodos de sus tiempos de vida y muchos estudios recientes se han focalizado en estas tormentas anómalas desde el punto de vista de la polaridad (Reap y MacGorman, 1989; Branick y Doswell,1992; Curran y Rust,1992; Seimon, 1993; MacGorman y Burgess,1994; Stolzenburg, 1994; Carey y Rutledge,1998; Carey *et al.*, (2003b); MacGorman *et al.*, (2005); Wiens *et al.*, (2005)). Orville y Huffines (2001) mostraron que el incremento en la actividad de rayos positivos en EE.UU. tiende a ocurrir más frecuentemente en las Grandes Llanuras. Otras situaciones donde los rayos positivos predominan, como comentamos en el apartado 1.1.2.1, son en la fase de disipación de la tormenta, así como en las tormentas de invierno en Japón, especialmente aquellas que se forman en ambientes con gran cizalladura.

Pérez *et al.*, (1997) señalan que las tormentas tornádicas ocasionalmente exhiben polaridad inversa, es decir, predominado los rayos positivos CG respecto a los negativos. Un buen ejemplo de este comportamiento está descrito por Seimon (1993) y MacGorman y Burges (1994), sobre una tormenta en EE.UU. que produjo un tornado. Esta supercélula producía fundamentalmente rayos positivos (más del 75% del total) en su desarrollo, llegando al 90% e intensidades de más de 5 rayos/min en una fase llamada por Seimon la fase “*downburst*”. Durante el proyecto STEPS (Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study) se observó una tormenta tornádica con predominio de rayos positivos, que fue analizada posteriormente por varios autores (Lang *et al.*, (2004); MacGorman *et al.*, (2005); Tessendorf *et al.*, (2005); Wiens *et al.*, (2005)). Esta supercélula sólo produjo 2 rayos, ambos positivos, en las 2 horas iniciales, y después, coincidiendo con una gran intensificación de la tormenta y un

tornado F1, comenzó a producir frecuentes rayos CG positivos, con intensidades superiores a 4 rayos/min. La intensidad de rayos totales (CG+IC) llegó hasta el máximo de 300 rayos/min, con un porcentaje de rayos IC superior al 95% del total. Como se describe en los trabajos de Ray *et al.*, (1987) y Steiger *et al.*, (2007), la mayoría de la actividad eléctrica de la supercélula se encontraba a sotavento de la corriente vertical y del mesociclón.

1.2.5.3 Granizo y actividad eléctrica

Entre los estudios sobre granizo destaca el realizado por Chagnon en 1992, en el que analiza las tormentas de granizo y/o pedrisco que durante el verano de 1989 produjeron en Illinois (EE.UU.) 48 zonas identificadas con daños significativos en cosechas. Todos los rayos CG fueron negativos. La actividad eléctrica estaba siempre asociada al granizo, con el máximo de actividad eléctrica generalmente coincidente con el momento de la caída de granizo al suelo. En las tormentas con granizo, los rayos nube tierra aparecían unos 9 minutos antes y unos 5 km corriente arriba del lugar donde comienza a caer el granizo, sugiriendo que los rayos nube-tierra comenzaron cuando el granizo se estaba desarrollando en el tope de la nube. También se encontró una gran correlación entre la intensidad de rayos y la intensidad de la tormenta de granizo.

Carey y Rutledge (1998) encontraron una extremadamente alta proporción IC/CG, entre 20 y 70 (*cf.* Boccippio *et al.*, (2001)) y rayos predominantemente positivos (más del 74% del total) cuando las nubes tormentosas son productoras de grandes granizos y débiles tornados. Similares resultados fueron encontrados durante el proyecto STEPS en EE.UU. (Wiens *et al.*, (2005)) y en observaciones en el centro y sur de Europa (Dotzek *et al.*, (2001); Soula *et al.*, (2004)).

1.2.5.4 Precipitaciones intensas y actividad eléctrica

La relación entre rayos e intensidad de lluvia presenta gran variabilidad y no existen resultados concluyentes en la comunidad científica. Depende de muchos factores: la localización, el tipo de tormenta, el estado dentro de su ciclo de desarrollo y otros factores meteorológicos. Así se encuentran tormentas sin prácticamente lluvia, debido a la evaporación (Tapia *et al.*, (1998); Reap, 1986; Watson *et al.*, (1994)). También ocurre el proceso contrario (Colson, 1960; Williams *et al.*, (1992); Zipser, 1994), donde grandes cumulonimbos marinos producen lluvia pero muy pocos o ningún rayo. Zipser y Lutz (1994) señalan que no es probable la aparición de rayos si la corriente ascendente del cumulonimbo no sobrepasa el umbral de velocidad media de 6-7 m/s, ó intensidades máximas de 10-12 m/s, independientemente del espesor de la nube. Además Zipser afirma que las nubes formadas sobre el mar producen menos rayos que las continentales.

Otros estudios muestran una correlación positiva entre rayos y cantidades de precipitación (Piepgrass y Krider., (1982); Tapia *et al.*, (1998); Petersen y Rutledge, 1998; Zhou *et al.*, (2002); Price y Federmesser, 2006; Gungle y Krider, 2006). En algunos casos, las precipitaciones intensas pueden producir riadas con dramáticas consecuencias respecto a la pérdida de vidas y bienes. Soula *et al.*, (1998) mostraron que en una riada que mató a más de 80 personas, la densidad de rayos CG fue excepcionalmente alta, con máximos promediados durante periodos de 5 minutos de 11.6 rayos/min dentro de la célula. La evolución de la intensidad de rayos y la reflectividad radar estaba altamente correlacionada, con un buen ajuste entre la localización de la lluvia intensa y las zonas de alta densidad de rayos. Pero lo que es más importante, la intensidad de rayos alcanzó máximos valores justo antes de llegar la precipitación al suelo, lo cual puede ser de gran interés para alertar de precipitaciones intensas.

1.2.5.5 Tornados y actividad eléctrica

Tessendorf (2009) recopila los resultados de trabajos sobre supercélulas observadas en los últimos años por varios autores, basados en datos de redes de detección de descargas. McGorman y Rust (1998) resumen la información de la actividad eléctrica en tormentas tornádicas asociadas a supercélulas. Los valores de intensidad de rayos CG y rayos IC alcanzados en el momento de formación del tornado son elevados, pero no se han observado resultados concluyentes que correlacionen la intensidad de rayos CG y la ocurrencia del tornado. En muchos estudios se ha observado actividad eléctrica anómala asociada con tornados, predominando descargas positivas. (Carey *et al.*, (2003b); Seimon, 1993). Además, el pico de intensidad suele ser unos momentos antes de la ocurrencia de los tornados (Kane, 1991; Pérez *et al.*, (1997)).

El análisis de una supercélula tornádica por Dotzek *et al.*, (2005), describe la complejidad de la distribución espacio-temporal y de la polaridad de los rayos en estos casos. En su estudio muestra que la mayoría de los rayos CG que se producen en el sector sureste del yunque y la mayoría de los CG+ coinciden espacialmente debajo de los toques más fríos. Unos 8 minutos antes de la formación del tornado, la mayoría de los CG+ ocurren debajo de un cumulonimbo con características de “overshooting” y yunque en “V”, estructuras que se observan en tormentas severas y que describen Heymsfield y Blackmer (1998). El yunque en forma de “V” de toques fríos, coincide con muchas descargas CG, y se observa que justo 1 minuto antes de la formación del tornado, hay una actividad significativa de rayos CG+ al norte del tornado, con dos puntos de concentración de CG- en los extremos del sur. Esto apunta hacia la presencia de un dipolo inclinado (desplazamiento del núcleo de carga positivo superior del negativo inferior). Aproximadamente hacia la mitad del ciclo de vida del tornado, la actividad de rayos CG alcanza un mínimo. Es destacable que en la tormenta alrededor del tornado hay

un alto porcentaje de rayos CG+ antes del tornado y pocos rayos, pero de gran intensidad CG+, cerca del final del ciclo de vida del tornado. Además, la multiplicidad de los rayos CG- es baja, bastante persistente y con oscilaciones muy regulares de multiplicidad cada 15 minutos, especialmente con las descargas CG+.

Krehbiel *et al.*, (2000) y posteriormente otros autores (Demetriades *et al.*, (2002); Lang *et al.*, (2004); MacGorman *et al.*, (2005); Murphy y Demetriades, 2005; Wiens *et al.*, (2005)) han observado “agujeros de rayos” en los rayos totales (IC y CG) asociados a algunas supercélulas (no exclusivamente tornádicas). Estos denominados “agujeros” coinciden con la zona abalconada de la supercélula (BWER). En esta zona de la supercélula las corrientes verticales son tan intensas que no da tiempo a la formación de hidrometeoros y por lo tanto el mecanismo de carga no-inductiva no es efectivo. Las dimensiones de este agujero suele ser similar al diámetro de la BWER ó el mesociclón de la supercélula, es decir, unos 5-10 km y duración de unos 10-20 minutos.

Steiger *et al.*, (2007) analizando supercélulas en Texas, observan además una correlación positiva entre la altura de la zona del cumulonimbo que produce las descargas y la severidad en superficie. Este hecho, puede ser muy útil para alertar sobre tormentas severas, ya que la resolución temporal de los datos de rayos totales es mucho mayor que la resolución temporal radar. La frecuencia de rayos en las supercélulas es altamente variable, desde valores muy bajos hasta valores muy altos, como en los casos analizados por Williams *et al.*, (1999) en Florida, donde algunas supercélulas alcanzan los 500 rayos/min.

1.2.5.6 Sistemas Convectivos de Mesoescala con estructura “cold-ring”

Las estructuras “cold-ring” se observan en las imágenes de satélite infrarrojas en células convectivas intensas, próximas a la zona de “overshooting”. Dentro del núcleo con temperaturas más frías del yunque, se observa una pequeña región con forma más o menos circular, con temperaturas más cálidas que su entorno. Dotzek *et al.*, (2005) estudiaron el ciclo de vida de MCSs de larga duración, y en un caso de estudio en EE.UU. observaron varias estructuras de “anillo frío” ó “cold ring” a lo largo de un MCS en línea en proceso de formación, una de las cuales estaba asociada a un tornado, y cuyos diámetros oscilaban entre 50 y 100 km. Estos anillos también se encontraron en las zonas no tornádicas de la línea, pero lo característico del anillo asociado al tornado es que comenzó a desvanecerse justo antes de la ocurrencia del tornado y desapareció totalmente unos 15 minutos después. Estas estructuras en anillo no han sido investigadas habitualmente, aunque hay referencias desde hace tiempo (Heymsfield *et al.*, (1983a, b); Höller y Reinhardt, 1986). Adler y Fenn (1979) mostraron similares estructuras pero más pequeñas. Bartels y Maddox (1991) describen estructuras circulares también pequeñas, pero no con forma de anillo, sino más bien clusters de células

tormentosas y la posterior formación de vórtices en niveles medios. Dotzek *et al.*, (2005) recalcan la necesidad de investigar más sobre estas estructuras, ya que realmente no se sabe qué patrón de descargas eléctricas siguen y de hecho se está investigando actualmente. Setvák *et al.*, (2007) han reseñado numerosos casos de estas estructuras sobre Europa.

1.2.5.7 Derechos y actividad eléctrica

Los “*derechos*” son irrupciones de vientos unidireccionales (a diferencia de los vientos rotatorios de los tornados) asociados a las tormentas que pueden ocurrir con grandes MCS lineales bajo unas condiciones singulares. En Europa han sido analizados varios casos, pero destacamos un caso espectacular referenciado por Price y Murphy (2002), ocurrido en la frontera entre Canadá y EE.UU., durante el cual se destruyeron 12.5 millones de árboles de un parque natural. Mientras que habitualmente la polaridad predominante de los rayos CG es negativa, durante la duración de este “*derecho*” el porcentaje de rayos CG+ alcanzó el 80% durante un intervalo de más de 2 horas. López (2007), analiza un derecho ocurrido en Cataluña, encontrando un porcentaje del 50% de rayos positivos durante un periodo de dos horas.

1.2.5.8 Ciclones Tropicales y actividad eléctrica

Aunque se ha creído durante muchos años que los huracanes estaban sólo débilmente electrificados, evidencias recientes señalan que el muro alrededor del ojo del huracán y las bandas de lluvia de los huracanes pueden producir grandes cantidades de rayos (Molinari *et al.*, (1994,1999); Shao *et al.*, (2005)). Esta actividad eléctrica puede servir como una herramienta útil para detectar la intensificación de estos ciclones. También recientemente se ha observado que la génesis de los huracanes en el Océano Atlántico está relacionada con la actividad eléctrica en las tormentas sobre el continente Africano (Price *et al.*, (2007b); Chronis *et al.*, (2007)). Por tanto, la naturaleza de los SCM normales sobre la franja tropical del continente africano (en la zona de ondas del este) podría determinar la probabilidad de que estas tormentas al desplazarse sobre el océano Atlántico dieran lugar al desarrollo de un huracán.

1.2.5.9 Ciclones extratropicales y actividad eléctrica

Entre las recientes borrascas extratropicales severas que han afectado a Europa, las que han provocado mayores daños en superficie a menudo se identifican por la intensidad del frente frío asociado a la borrasca (Ulbrich *et al.*, (2001)). La convección a lo largo de estos frentes fríos puede ser suficientemente intensa para permitir y sostener la formación de tormentas. En el caso del ciclón extratropical “Kyrill” del 18 de enero de 2007, las tormentas

frontales causaron vientos intensos y granizo, e incluso algunos tornados superiores a intensidad F3. Además de la CAPE positiva y la cizalladura significativa en bajos niveles que permitieron la formación de los tornados, la gran velocidad de propagación del frente frío contribuyó a la gran intensidad de los tornados. Otro caso singular de tormentas a lo largo de un frente frío asociado a un ciclón extratropical en Europa, ocurrió durante el ciclón “Emma”, el 1 de Marzo de 2008. La ESWD (European Severe Weather Database) recogió 162 informes de tormentas severas (Dotzek *et al.*, (2009)), cuya localización se ajusta a la franja de rayos en superficie asociada al frente, recogidos por la red LINET (Betz *et al.*, (2004,2007)). Durante el paso del ciclón “Emma”, además de granizo, se produjeron precipitaciones importantes y algunos tornados destacando una “*downburst*” F3 en Austria.

1.3 SISTEMAS DE DETECCIÓN DE RAYOS

El estudio y análisis de las descargas eléctricas y los rayos a lo largo de la historia, se ha visto condicionado por los sistemas de detección y conteo de los que se disponía en cada momento, no siendo hasta hace relativamente poco tiempo cuando se ha conocido de forma global la distribución espacial y temporal de los rayos en la superficie del globo terráqueo. El principio físico utilizado para la detección de rayos es la observación de la energía electromagnética, energía luminosa o energía acústica procedente del rayo. La energía electromagnética es liberada en un amplio espectro, desde frecuencias inferiores a 1 Hz hasta energías superiores a 300 MHz, con un pico entre 5 y 10 kHz. También se producen emisiones más tenues a mayores frecuencias, en el rango de las microondas (300 MHz a 300 GHz), y por supuesto, en el espectro visible 10^{14} y 10^{15} Hz. Además, emiten energía acústica, audible por el trueno.

1.3.1 Sistemas actuales de observación en tierra

Las bases para la creación de las redes de observación fueron establecidas por Watson-Watt y Herd en (1926), descubridores del radar y de la ionosfera, si bien las primeras ideas las aportó el científico ruso Popoff a finales del siglo XIX. El radiogoniómetro o “Radio Direction Finding”, sirve para localizar en azimuth las emisiones de radiofrecuencia, con múltiples aplicaciones, entre ellas la más utilizada es la radionavegación. En 1976, aparece el MDF, ó “Magnetic Direction Finder” (Krider *et al.*, (1976)). Mediante dos antenas magnéticas de cuadro cruzadas, captan la señal característica del pico de las descargas de retorno, discriminándola de otras señales en las bandas LF y VLF. En ese momento, determina su azimuth y el campo eléctrico para poder determinar la polaridad del rayo. Este sistema permitía localizar rayos en un alcance de 500 km, y con una red de sensores apropiada, si un rayo era localizado por tres ó más de ellos, mediante un proceso de triangularización se podía

estimar la posición del rayo. La posición optimizada es determinada minimizando la función chi-cuadrado de Pearson, determinándose unas elipses de error en la ubicación del rayo, con determinados porcentajes de confianza. El mayor problema de los sensores MDF es el error en la localización producido por conductores u objetos metálicos próximos, que pueden provocar errores de azimuth de 10° . Posteriormente se desarrollaron los sistemas TOA (Time Of Arrival). La señal radiada por el rayo se propaga en todas las direcciones a la velocidad de la luz. Por tanto, un mismo rayo es detectado por diferentes sensores en instantes distintos según su distancia respectiva. Ese tiempo de retardo que se produce en los diferentes sensores de acuerdo a su distancia, define para cada pareja de sensores en función del retardo relativo entre ambos, una hipérbola de posibles ubicaciones del rayo. La intersección de las distintas hipérbolas de las parejas de sensores que captan el rayo, determina la ubicación óptima del rayo. Es imprescindible la perfecta sincronización de los sensores, que actualmente se consigue mediante tecnología GPS, además de que intervengan al menos tres sensores. En ocasiones, se produce ambigüedad en el posicionamiento, que desaparece si intervienen cuatro sensores.

Existen tres tipos de redes según la posición relativa de los sensores: de sensores muy próximos (very-short-baseline), ubicados entre decenas y centenares de metros; próximos (short-baseline) situados a decenas de kilómetros; o distantes (long-baseline) comprendidos entre decenas a cientos o miles de kilómetros. La proximidad es determinante para poder distinguir mediante el tiempo de retardo los pulsos individuales que se generan de forma casi continua. Los dos primeros operan a frecuencias VHF, es decir, entre 30 y 300 MHz, mientras los distantes utilizan frecuencias VLF y LF, de 3 a 300 kHz. La radiación VHF está asociada a los procesos de ruptura iniciales a la formación del rayo, mientras que las señales VLF se producen de forma continua a través de los canales del rayo. Por tanto, los sistemas de sensores próximos o muy próximos son aptos para determinar la imagen tridimensional del rayo, aunque los muy próximos sólo son capaces de determinar la altura y el azimuth. Los distantes sin embargo permiten localizar espacialmente el impacto en el suelo de las descargas.

Las primeras redes de detección operativas datan de los años 90 y cabe destacar la red estadounidense NLDN (National Lightning Detection Network), que utiliza las tecnologías DF y TOA, que fue pionera en su integración a escala nacional, operando hoy en día de forma coordinada con la red similar situada en Canadá y en algunos otros países de Centro América limítrofes, y que viene siendo utilizada tanto de forma operativa en los productos meteorológicos generados por el National Weather Service como en cuestiones de investigación y aplicación básica: Krider *et al.*, (1976), Orville *et al.*, (1983), López y Holle, (1986), Orville, (1994), Mackerras *et al.*, (1998), Murray *et al.*, (2000), Orville *et al.*, (2002). En 2003, la NLDN disponía de 105 sensores, 47 IMPACT y 59 LPATS, dotados de relojes GPS y

espaciados unos 300 km. Sus algoritmos de aceptación de formas de onda excluyen las descargas nube-nube.

Recientemente se utilizan sistemas detectores VHF, que como hemos comentado permiten conocer la geometría de las descargas nube-nube o nube-tierra en 2 ó 3 dimensiones. Constan de un interferómetro que localiza la fuente emisora en azimuth y opcionalmente el ángulo de elevación, necesitando relojes de alta precisión para determinar el “tiempo de llegada.” El problema es que esta señal sufre gran atenuación con la distancia. Sin embargo, cuando una emisión en radiofrecuencia es localizada por al menos cuatro sensores (lo óptimo es al menos 5) perfectamente sincronizados y separados varios kilómetros, se puede determinar la localización de la fuente en tres dimensiones (Proctor, 1971). Entre estas redes de sensores próximos destacan la red experimental de Sudáfrica, y la red LDAR (Lightning Detection And Ranging) americana. La LDAR fue la primera red operacional en tiempo real, se ha desarrollado fundamentalmente en el Kennedy Space Center de Florida, y actualmente está constituida por un sensor central y 6 periféricos, en un área de 20 km de diámetro, con un alcance de unos 100 km en la detección de rayos y precisión de 100 m en el interior de la red, operando en la frecuencia entre 6 y 66 MHz. Es capaz de discriminar más de 1000 señales dentro de cada descarga (Lennon y Maier, 1991) y Maier *et al.*, (1995)). Un sistema similar y portátil estuvo operativo en el NMIMT (New Mexico Institute of Mining and Technology) entre 1999 y 2001. Otras redes operativas se encuentran en Costa de Marfil, Japón, y en Francia. Este último interferómetro con fines de investigación, denominado SAFIR (Surveillance et Alerte foudre par Interferométrie Radioélectrique) consta de tres estaciones interferométricas separadas entre 10 y 100 km.

La emisión en frecuencia VLF también ha sido aprovechada para la localización de rayos, a través de la World-Wide Lightning Location Network (WWLLN) (página web: <http://wwlln.net/>). Esta red está operativa desde Enero de 2004 y actualmente cuenta con unos 50 sensores, a través de colaboraciones con instituciones de investigación mundiales, y está previsto llegar a 60 en los próximos 1 ó 2 años. La red aprovecha la considerable energía electromagnética radiada por los rayos como esféricos (spherics) en las frecuencias de 3-30 kHz (banda VLF). Para localizar un rayo se requiere que sea captado por al menos cinco estaciones, utilizando el algoritmo TOGA (Time Of Group Arrival). Estos sensores pueden captar rayos distantes miles de km, como se observa en la figura 3. Se necesitarían unos 500 sensores para tener una cobertura óptima del globo terrestre, con sensores equiespaciados 1000 km.

Otra red de detección de rayos en frecuencias VLF/LF es la red europea LINET, constituida por 90 sensores en 17 países. La implementación de un nuevo algoritmo TOA le confiere gran sensibilidad permitiendo la detección de descargas CG débiles así como

descargas IC, con una resolución espacial de unos 150 m (Betz *et al.*, 2009). La mayoría de las redes nacionales europeas de detección de rayos se integran en EUCLID (European Cooperation for Lightning Detection), contando con 140 sensores de 19 países, que permiten analizar las descargas a nivel europeo, disponiendo de una torre instrumental en Gaisberg (Austria) que permite contrastar la calidad y precisión de los datos. A nivel global, la red GLD360™, cuyos datos son comercializados por la empresa Vaisala, presenta una eficiencia de detección del 70% en algunas zonas del hemisferio norte (entre el 10% y el 50% en el hemisferio sur), con un error de localización entorno a 5-10 km. WeatherBug Total Lightning Network también se trata de una red global de sensores de banda ancha que comercializa sus datos.

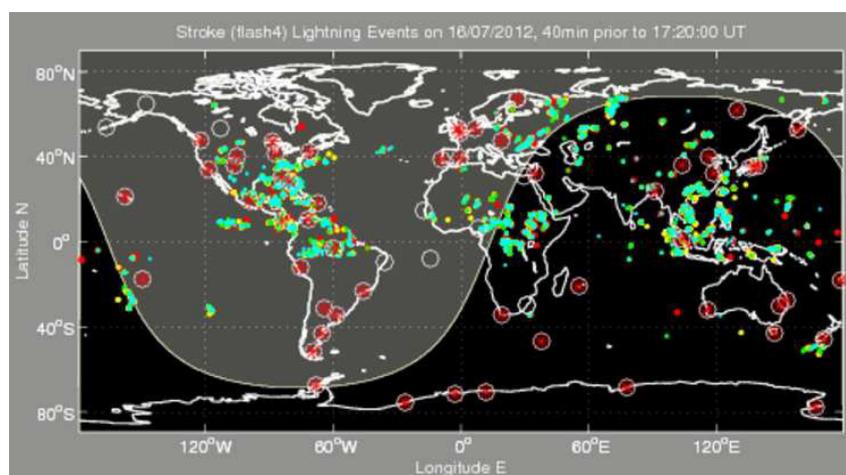


Fig.3 Imagen de actividad eléctrica en tiempo real, detectada por la WWLLN. 16/07/2012 a las 17.20 UTC

Existen además otros sistemas de detección, más limitados y con menos desarrollo, como los “Ground-based optical direction finding”, que utilizan sensores ópticos para determinar la dirección de los rayos, como cámaras de televisión y detectores fotoeléctricos. Con varios detectores, se puede determinar la posición mediante triangularización. También se ha demostrado que la tecnología RADAR puede ser útil para la localización de rayos, sobre todo porque las señales débiles no son captadas por los sistemas de detección pasivos, pero sí pueden ser captados por el radar. Se está trabajando en el diseño de un RADAR con características especiales capaz de detectar rayos, pero presenta gran dificultad técnica. Tampoco hay que olvidar los sistemas de detección basados en bases experimentales, con torres instrumentales que reciben rayos o bases de lanzamientos de cohetes que “provocan” rayos, así como cámaras de video, que permiten evaluar y calibrar las redes de detección en tierra. Durante los últimos años también se ha venido utilizando la emisión en ELF (Extremely Low Frequency) durante el proceso de generación del rayo en el rango de frecuencias de 4-45 Hz. En este rango, prácticamente no hay atenuación, así que la radiación de los rayos viaja alrededor del globo varias veces hasta que se pierde en el ruido de fondo. Así se ha

establecido una red global de detección de rayos, basada en los métodos de “resonancia de Schuman” (Price y Melnikov, 2004; Price *et al.*, (2007a); Satori *et al.*, (2009)). Con muy pocos sensores distribuidos sobre la superficie terrestre se pueden localizar los rayos a escala planetaria.

1.3.2 Sensores ubicados a bordo de satélites

Un sistema de observación desde el espacio tiene la ventaja de que la observación se realiza libre de obstáculos por encima de las nubes y un campo de visión casi hemisférico, obtenido con un solo instrumento. El fundamento físico de la observación es la radiación de la luz, que es emitida desde el recalentado canal de conducción del rayo y se propaga a través de la atmósfera y las nubes, donde es principalmente afectada por la dispersión, hasta que alcanza el sensor ubicado en un satélite (Finke, 2009). Las fuentes de radiación óptica son el conjunto de procesos involucrados en la formación del rayo, principalmente en la generación de las descargas de retorno en los rayos nube-tierra, y sus análogas en las descargas nube-nube, las “*recoil streamers*” (Rakov y Uman, 2003). La señal de la radiación óptica de todos estos procesos puede ser caracterizada por su espectro, por la forma en el tiempo y la geometría espacial del pulso. Estas características se han observado con cámaras y fotodetectores en tierra y a bordo de aeronaves. El primero de los instrumentos situados a bordo de satélites fue el *Optical Transient Detector (OTD)*, dispositivo creado por investigadores estadounidenses con el fin de poder analizar la distribución de los procesos tormentosos, formación de nubes y variabilidad espacio-temporal de tormentas, a partir de la detección y localización de fenómenos eléctricos (rayos y relámpagos) sobre prácticamente la totalidad de la superficie terrestre. Comenzó su desarrollo en 1977 en el Marshall Space Flight Centre por encargo de la NASA y fue situado a bordo del satélite Microlab-1 que ha estado operando desde abril de 1995 hasta mediados de 2000. Estaba capacitado para detectar tanto las descargas “nube-nube”, “nube-tierra” e “intranube”, con lo que se subsanaba uno de los mayores inconvenientes de los sistemas situados en tierra, como podían ser la NLDN u otras redes, que tan sólo eran capaces de detectar los rayos nube-tierra; además, los sensores situados a bordo de satélites permitían obtener datos de descargas producidas tanto sobre los océanos como en las zonas continentales, como podemos observar en la figura 4, siendo ésta otra de las grandes limitaciones de los sistemas de redes terrestres.

Como fruto de las necesidades e inconvenientes del sensor OTD, surgió un sensor más evolucionado denominado Lightning Imaging System (LIS), que se encuentra todavía activo y formando parte del proyecto Tropical Rainfall Measuring Misi3n (TRMM). Este satélite espacial fue puesto en 3rbita por la NASA en colaboraci3n con la agencia espacial japonesa NASDA, con el objetivo de continuar la investigaci3n de aspectos iniciados por el OTD y poder analizar

la incidencia global que pueden presentar los rayos y descargas eléctricas en la precipitación de origen convectivo y otro conjunto de parámetros geofísicos.

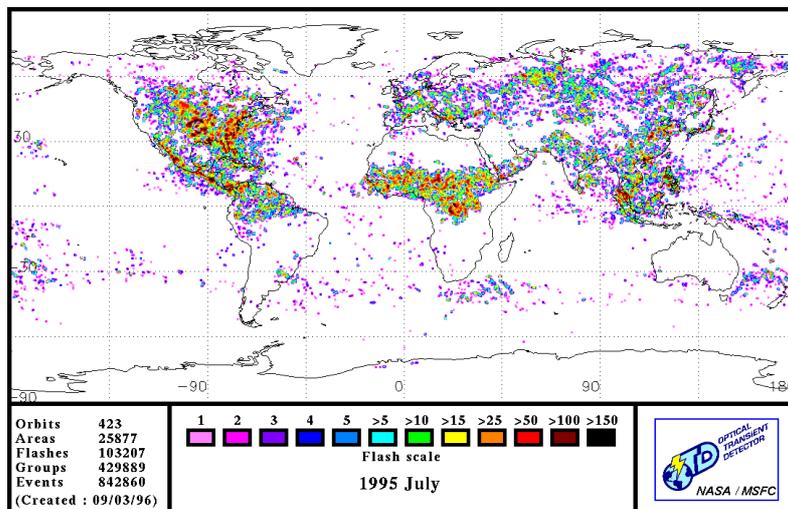


Figura 4. Rayos detectados por el OTD en Julio de 1995

El LIS fue diseñado por el GHCC Lightning Team y fue fabricado por el Centro de Vuelos Espaciales Marshall de Huntsville en Alabama. El sensor LIS fue lanzado al espacio en noviembre de 1997 y tiene como misión principal la detección y cálculo de la distribución y variabilidad de la totalidad de los relámpagos (rayos nube-nube, intra-nube y nube-tierra) que tienen lugar en las regiones tropicales del globo terráqueo. Un ejemplo de la capacidad de este sensor lo podemos observar en la figura 5.

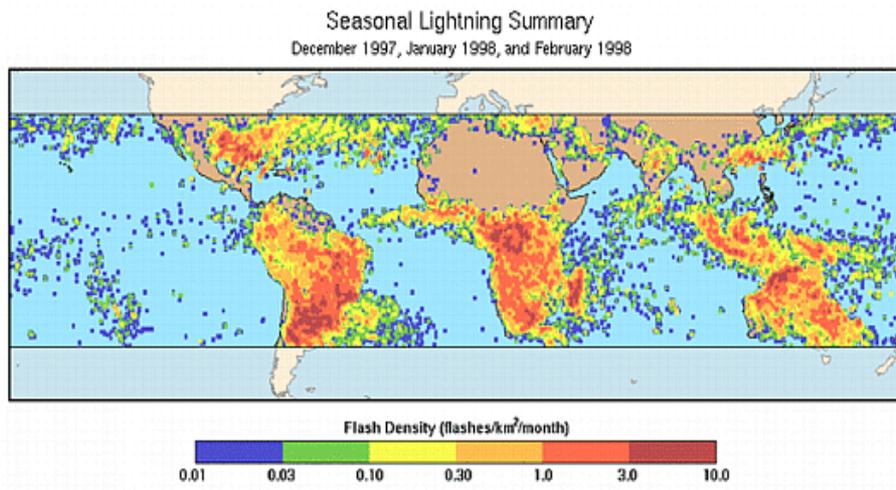


Fig 5. Densidad de rayos estacional por km² y mes, calculada mediante el LIS.

Fuente: <http://thunder.msfc.nasa.gov/lis/>

Otros satélites que han observado rayos son el ISS japonés (Ionospheric Sounding Satellite), con sensores de radiación HF. A bordo del satélite ALEXIS (Array of Low Energy X-ray Imaging Sensors) también se han instalado sensores VHF, capaces de detectar las TIPP (Transionospheric Pulse Pairs), asociadas a intensas descargas intranubes. El satélite multi-

sensor FORTE (Fast On-Orbit Recording of Transient Events) es el resultado de la unión del Laboratorio Nacional de Los Alamos y el proyecto Sandia National Laboratories. Otro posible campo potencial de observación es el derivado de los TLE, donde las avalanchas de electrones, al interactuar con las partículas del aire producen rayos X y Gamma.

El próximo reto científico consistirá en obtener el mapa de rayos a escala de la tormenta desde un satélite geostacionario. En los años 90, los científicos de la NASA desarrollaron un “mapeador” de rayos para satélites geostacionarios, con sensores capaces de captar fenómenos ópticos incluso en presencia de luz solar, con una resolución espacial entre 8 y 14 km y temporal de 2 ms. Su eficiencia de detección se encuentra entre el 70% y el 90%. Finalmente cabe mencionar los futuros GOES-R, que se lanzarán en 2015, estarán operativos en 2017 y llevarán a bordo sensores OTD GLM (Geostationary Lightning Mapper), cuyas prestaciones aparecen en el siguiente enlace: <http://www.goes-r.gov/spacesegment/glm.html>. También está planeado que los nuevos satélites geostacionarios de la administración China, los FY-4, lleven sensores similares. EUMETSAT se encuentra realizando proyectos para estudiar la misma posibilidad en los satélites MTG (Meteosat Third Generation), mediante el instrumento LI (Lightning Image) que permitirá obtener imágenes hemisféricas de descargas eléctricas nube-nube y nube-tierra, estando previsto su lanzamiento en 2017.

1.4 INVESTIGACIONES MÁS RECIENTES SOBRE DESCARGAS ELÉCTRICAS

Teniendo en cuenta que la NLDN era la red disponible de mayor capacidad espacial y temporal, ha sido en los Estados Unidos en donde han proliferado estudios sobre el tema; así, se describió la densidad de flashes de todo el territorio estadounidense por Orville (1994), obteniéndose los máximos de densidad de eventos para el estado de Florida, así como los mínimos para los estados de Maine y Oregón; además, en el caso de rayos positivos, se apreció una clara dependencia latitudinal. También se analizó la relación entre la densidad de eventos y elementos contaminantes atmosféricos, originados tanto por la actividad humana en grandes ciudades, como por los incendios acaecidos en América Central. Así, Murray *et al.*, (2000), llegaron a la conclusión de que la contaminación presente en la atmósfera en los meses siguientes a los incendios forestales, y que ocurrieron durante la primavera de ese año, afectaron en gran medida a la densidad promedio esperable (basada en series temporales previas) de rayos positivos en los Estados Unidos.

En la línea de los trabajos relacionados con un carácter antropogénico cabe resaltar el de Orville y Huffines (2001), donde se determina como el aumento en la densidad demográfica en grandes poblaciones, influye en el aumento de la densidad de rayos “nube-tierra” observados a lo largo de algo más de una década. La razón última de este hecho era que el

aumento de población traía consigo una alteración de procesos microfísicos, asociados al aumento de polución procedente de fuentes antropogénicas. En esta misma línea debe mencionarse el trabajo de Wescott (1995), que centrado en las descargas “nube-tierra” en la época estival alrededor de grandes centros urbanos (Chicago, Detroit), obtiene una gran variedad de resultados referidos tanto a pequeñas como grandes tormentas, dependiendo estos resultados a su vez, de la distribución espacial del núcleo urbano, de la forma de las construcciones y otros factores.

Respecto a la influencia de otro tipo de parámetros físicos o geo-orográficos sobre la actividad de los rayos nube-tierra, mencionaremos los estudios de Mackerras y Darvaeniza, (1994), Mackerras *et al.*, (1998), Rivas Soriano *et al.*, (2001a), en donde se pone de manifiesto la clara dependencia latitudinal con este tipo de descargas. Así mismo para el conjunto de redes descritas, se considera aceptada una precisión en la detección de las descargas del 70%, Orville (1994), si bien es posible que dicha previsión sea poco realista en las zonas limítrofes del área de estudio elegida (resoluciones de 0.5° latitud x 0.5° longitud en el caso de la NLDN y 0.2° x 0.2° en el caso español). Esta efectividad del sistema ha sido corroborada por diferentes estudios y análisis de los sistemas de detección: Orville (1994) para la NLDN en los Estados Unidos; Finke y Hauf (1996) para el Lightning Position & Tracking System (LPATS) en Alemania, Tuomi *et al.*, (1996) para Finlandia y Pinto *et al.*, (1999) para la red LPATS situada en Brasil.

Debido al interés en el calentamiento global, se han realizado numerosos estudios centrados en la relación y sensibilidad de la actividad eléctrica frente a cambios de temperatura superficial. Dado que no hay una serie larga de observaciones globales de rayos, se han analizado periodos cortos. Estos trabajos abarcan distintas escalas temporales, desde la escala diurna (Price, 1993; Markson y Price, 1999) y variaciones diarias (Price y Asfur, 2006), llegando hasta 5 días (Patel, 2001), a nivel interestacional (Anyamba *et al.*, (2000)), variaciones semianuales (Williams,1994; Satori y Ziegler, 1996; Fullekrug y Fraser-Smith,1998; Nickolaenko *et al.*,(1999)), anuales (Heckman *et al.*,(1998); Christian *et al.*,(2003); Tuomi y Qie , 2004) y escalas interanuales, dominadas por el fenómeno de El Niño (Williams, 1992; Reeve y Tuomi, 1999; Satori y Ziegler, 1999). En todos estos tiempos de escala se observan correlaciones positivas entre la temperatura y los rayos, con la actividad eléctrica incrementándose entre un 10% y un 100% por cada grado de calentamiento superficial (Price, 2009). Esta correlación también se mantiene en los trabajos recientes de Williams *et al.* (2005); Price y Asfur, 2006 y Sekiguchi *et al.*, (2006). Estudios previos realizados por Williams (1992,1994) ya hacían referencia a la sensibilidad local de las descargas eléctricas respecto de la temperatura superficial continental y marítima, con una correlación positiva. Por tanto, la actividad eléctrica podría ser usada como un indicador sensible de los cambios en la temperatura global promedio de nuestro planeta. Williams además correlacionó con éxito anomalías de temperatura

superficiales con una medida indirecta de la actividad de descargas atmosféricas, conocida como “Resonancia Schumann”. Así pues, la frecuencia del número de rayos o la “Resonancia Schumann” podrían ser utilizadas como un “termómetro global”, en un mundo cada vez más cálido, donde la presencia de descargas eléctricas atmosféricas debería ser mucho más frecuente. Reeve y Tuomi (1999) también amplían esta línea de investigación entre descargas y cambio climático.

El vapor de agua en la atmósfera es el principal gas natural de efecto invernadero. Su incremento en la atmósfera provoca retroalimentaciones positivas, dando lugar a una atmósfera más caliente. Recientemente se ha demostrado que las tormentas depositan grandes cantidades de agua en la alta troposfera, humedeciendo el ambiente superior de la troposfera (Price, 2000; Price y Asfur, 2006), con importantes consecuencias para el clima terrestre (Rind, 1998). Relacionado con el vapor de agua, Sato y Fukunishi (2005) muestran una conexión entre la actividad eléctrica y la cobertura nubosa en los trópicos, con fuertes conexiones entre los rayos y el contenido de agua en fase sólida en la alta troposfera (Petersen *et al.*, 2005) y con el tamaño del cristal (Sherwood *et al.*, (2006)). El vapor de agua, la cobertura nubosa, el contenido de agua líquida y el tamaño de las partículas de hielo tienen impacto directo en el balance radiativo de la Tierra, por tanto, la actividad eléctrica puede proporcionar una importante herramienta para el estudio de la variabilidad y cambios en estos importantes parámetros climáticos.

Los rayos también pueden influir en el clima por la producción de óxidos de nitrógeno seguidos de la producción de ozono, otro eficiente gas de efecto invernadero. Una excelente revisión de este tema es la ofrecida por Schumann y Huntrieser (2007). Recientes experimentos de campo como el TROCCINOX (Huntrieser *et al.*, (2007)) muestran un gran incremento de la concentración de óxidos de nitrógeno en los yunques de cumulonimbos, con un aumento de la concentración de ozono en el ambiente a sotavento. Ryu y Jenkins (2005) y Grewe (2007) también muestran la importancia de los rayos en la concentración de ozono troposférico. La cantidad global de óxidos de nitrógeno producido por las tormentas es desconocida. Existen aún muchas incertidumbres y es necesario seguir investigando. Sin embargo, se cree que la actividad eléctrica es la mayor fuente de óxidos de nitrógeno en la alta troposfera, donde con ciclos de vida de varios días, resulta jugar un importante papel en la modulación del clima terrestre (Price *et al.*, (1997)).

La escasez de datos a escala global sobre descargas eléctricas (inferior a 20 años) impide realizar extrapolaciones fiables sobre la evolución de la actividad eléctrica en el futuro y su relación con el clima. Por ello, aunque existen estudios, algunos son contradictorios en cuanto a sus resultados. Sin embargo, numerosas simulaciones con modelos climáticos muestran que la actividad eléctrica se incrementaría en un futuro escenario de calentamiento

global (Price y Rind, 1994; Grenfell *et al.*, (2003); Shindell *et al.*, (2006)). Aunque las parametrizaciones de rayos en los modelos climáticos globales no están bien resueltas, los modelos dan resultados que en general duplican la actual actividad eléctrica global (Shindell *et al.*, (2006)). Los estudios basados en modelos climáticos indican un incremento aproximado del 10% en la actividad eléctrica global por cada grado Celsius de incremento de temperatura global, con el mayor incremento ocurriendo en los trópicos, exactamente donde se espera una atmósfera más estable. Del Genio (2007) analiza esta paradoja, mostrando que si se duplicara la concentración de dióxido de carbono, las corrientes verticales se incrementarían en aproximadamente 1 m/s, debido a la elevación del nivel de congelación del modelo. También muestra que en algunas zonas, como en el oeste de EE.UU., la sequedad en un clima más cálido reduciría la frecuencia de tormentas, pero la frecuencia de tormentas intensas se incrementaría en un 26%. En resumen, un clima más seco produciría menos tormentas pero más violentas. Esto está de acuerdo con las recientes investigaciones de Williams *et al.*, (2005), que muestran un incremento de la actividad eléctrica en las zonas más secas de las Grandes Llanuras de EE.UU.

Las observaciones realizadas mediante satélites por los sistemas OTD (5 años) y LIS (14 años) se han reunido en una única base de datos y representa la primera base de datos con alta resolución espacial y alta eficiencia de detección. Gracias a ella, se han realizado estudios que han ayudado a la comprensión y conocimiento de la atmósfera y el clima. Con respecto a la base de datos LIS, ésta se ha completado con otros datos procedentes de los otros sensores, además del LIS, que se encuentran a bordo del satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) como el radar y el sensor microondas. El radar de precipitación (PR) es el primer radar a bordo de un satélite espacial, y suministra perfiles verticales de precipitación. Es capaz de detectar la intensidad, distribución y tipo de precipitación, el espesor de la tormenta y el nivel de fusión de la nieve. La resolución horizontal en el suelo es de unos 4 km y la franja de barrido es de 220 km (Iguchi *et al.*, (2000)). El Microwave Imager es un radiómetro pasivo de microondas, que utiliza cinco diferentes frecuencias (10.7, 19.4, 21.3, 37 y 85.5 GHz). Los canales de 85 GHz y de 37 GHz están más relacionados con la convección y los sistemas con topes altos y constituidos por hielo. Las resoluciones espaciales son 7 km x 5 km y 16 km x 9 km respectivamente (Kummerow *et al.*, (1998,2000)). Esta base de datos ha sido desarrollada por la Universidad de Utah (Nesbitt y Zipser, 2003) usando el algoritmo de Nesbitt *et al.*, (2000a), y tiene datos desde 1997. Ha sido utilizada para diversos estudios sobre huracanes, distribución de rayos a nivel planetario y distribuciones de tormentas extremas (Nesbitt *et al.*, (2000b); Cecil *et al.*, (2002,2005); Zipser *et al.*, (2006)). Adamo *et al.*, (2009) analizan la relación de las descargas eléctricas con la microfísica de nubes, apuntando el interés futuro para la predicción a corto plazo de tormentas y para la asimilación de datos de rayos en los modelos numéricos de mesoescala.

Christian *et al.*, (2003) realizaron una climatología global de descargas eléctricas con los 5 años de datos provenientes del OTD. La relación global entre la fase sólida de la precipitación y las descargas eléctricas ha sido estudiada por Petersen *et al.*, (2005), combinando los datos LIS con datos radar del TRMM. Este trabajo junto otros casos de estudio (Blyth *et al.*, (2001); Deierling *et al.*, (2008)) muestran la alta correlación entre el flujo de masa de hielo en altura y el número total de rayos. Boccippio *et al.*, (2005) presentan una clasificación de la estructura de las tormentas tropicales. Huntrieser *et al.*, (2008) combinaron los datos LIS con datos de redes de observación de rayos en tierra, medidas radar y de aeronaves para estimar la producción y transporte de los óxidos de nitrógeno liberados por los rayos. Los datos LIS se utilizaron para extrapolar los resultados del experimento de campo TROCCINOX a escala global.

Ejemplos entre la investigación referida a descargas eléctricas o rayos y otras variables meteorológicas pueden verse en Williams (1985); Cherna y Stansbury (1986) y Goodman *et al.*, (1988) para los desarrollos verticales; MacGorman *et al.*, (1989), y Price y Rind (1992) para la altura de la cima de las nubes de tormenta ; Petersen y Rutledge (1998), Tapia *et al.*, (1998) y Alexander *et al.*, (1999) para la tasa de precipitación y Williams *et al.*, (1999) con referencia a fenómenos mesociclónicos.

Otro estudio basado en la información generada por el OTD a cargo de Nesbitt *et al.*, (2000b), se centraba en la producción global y estacional de NO_x (óxidos de nitrógeno) debida a la actividad eléctrica, y en su relación con el mantenimiento de la vida en nuestro planeta; a tal efecto, estudios previos realizados por Law *et al.*, (1990); Biazar y McNider (1995); Lawrence *et al.*, (1995); Price *et al.*, (1997 a,b) habían mostrado coincidencias entre las previsiones teóricas y los resultados experimentales procedentes de los sensores en superficie. Los resultados más interesantes del estudio se centraban en la disposición global, estacional y latitudinal de la producción de NO_x en los meses de transición de invierno a verano (y viceversa), existiendo claramente una zona máxima ecuatorial que pudiera estar relacionada con la mayor cantidad de radiación recibida y por tanto con la existencia de fuerte convección en dichas zonas. Un estudio reciente en esta misma línea es el realizado por Bond *et al.*, (2002) en donde se analiza la producción de NO_x, a partir de las observaciones del LIS y debida a rayos generados por las tormentas en los trópicos. La elección del sensor LIS frente al OTD es clara debido a su superior efectividad en la extracción de los datos y a que la zona de estudio coincide exactamente con su zona de mejor operatividad. Se destaca en el mismo que la mayor producción de NO_x se encuentra sobre las superficies continentales, debido a la intensa convección causada por el calentamiento solar y también que se detecta una dependencia latitudinal en la producción de NO_x.

En el artículo realizado por Boccippio *et al.*, (2000a), se describe cómo se utilizó la red en superficie NLDN para validar de forma preliminar los datos provenientes del OTD, ocupándose tanto de la precisión del detector, de la exactitud de la localización y eficiencia en la detección de las descargas, como de los posibles errores detectados. Los primeros intentos de aplicación práctica de los dispositivos LIS y OTD se dirigen a relacionar las distribuciones espacio-temporales de descargas eléctricas atmosféricas con diversas magnitudes físicas. Así, Boccippio *et al.*, (2000b) analizan las variaciones que muestran las densidades de rayos entre superficies continentales y océanos, para diferentes zonas geográficas y procesos convectivos, teniendo en cuenta que el número de rayos total es función tanto del número global de tormentas como del número de rayos asociado a cada tormenta individual. El principal resultado es que las tormentas oceánicas y las continentales presentan similares intensidades de rayos (salvo casos singulares), y que por tanto la mayor cantidad de rayos continental se debe a la mayor densidad de células tormentas y/o frecuencia de las mismas. En este mismo sentido Boccippio *et al.*, (2000b) y Williams *et al.*, (2000) determinan la relación entre el número de tormentas y la tasa de descargas de cada tormenta individual, frente a las variaciones globales en el número de rayos, refiriéndose ambos trabajos a las posibles diferencias en las distribuciones regionales tropicales de rayos, como factor diferenciador. Se observa que a escala diaria, el máximo de número de rayos (en las primeras horas de la tarde) ocurre entre 1 y 3 horas antes que el máximo de número de tormentas, es decir, la máxima inestabilidad térmica dispara la convección y los rayos iniciales, siendo posteriormente la organización de las tormentas individuales a través de mecanismos como los frentes de racha, la que produce un “efecto dominó” que da lugar a un incremento del número de tormentas y que se sostiene durante la tarde, disminuyendo durante el anochecer y la madrugada. El máximo de intensidad de rayos en las primeras horas de la tarde se corresponde también con la mayor frecuencia a esas horas de tormentas severas.

Una de las aportaciones más interesantes de los sistemas ópticos situados en satélites ha consistido en poder contabilizar los fenómenos intranube, imposibles de detectar por los sistemas situados en tierra; a tal efecto, Boccippio *et al.*, (2001) realizan una estimación del promedio entre las descargas “nube-nube” y las “nube-tierra” sobre la parte continental de los EE.UU., mediante combinación de datos originados en las redes en superficie y los instrumentos a bordo de satélites.

1.4.1 Trabajos sobre la actividad eléctrica en la península ibérica

Por lo que respecta a los trabajos realizados sobre las descargas eléctricas habidas sobre la península ibérica cabe reseñar, como pionero, el trabajo realizado por Rivas *et al.*, (2001a), en donde partiendo de los datos proporcionados por la red del INM se describen las características espaciales y temporales de los rayos nube-tierra sobre la península ibérica para

el periodo 1992-1994. Continuando esa línea de investigación, Rivas Soriano *et al.*, (2005) analizan la actividad de rayos nube tierra en la península ibérica en la década 1992-2001. Además, en Rivas Soriano *et al.*, (2001b) y de Pablo y Rivas Soriano (2002), se relacionan las descargas “nube-tierra” con la orografía de Castilla y León, y con la temperatura de la superficie de los mares que circundan la península Ibérica respectivamente, resaltando la importancia del Mar Mediterráneo en la actividad eléctrica existente teniendo en cuenta su elevada evaporación que da lugar, en los meses finales del verano, a intensos procesos convectivos, acompañados de fuertes precipitaciones. En Rivas Soriano y de Pablo (2002, 2003), se analiza la actividad eléctrica presentada en nuestra península desde la perspectiva de la tasa de descargas, el grado de contaminación en núcleos urbanos o las especiales características del Mar Mediterráneo. Otro de los trabajos relacionados con zonas específicas de nuestro país, son los publicados por Areitio *et al.*, (2001) y Ezcurra *et al.*, (2002), en donde se analizan el número de descargas “nube-tierra” y la precipitación observada en el País Vasco durante el periodo 1992-1996. En ellos se concluye que la detección de tormentas especialmente activas eléctricamente, pudiera servir para prever lluvias intensas en la zona; sin embargo, estudios posteriores reflejaban una gran disparidad en el número de descargas en tierra y en mar, así como que las descargas de tierra y mar presentaban distintas evoluciones estacionales e incluso pudieran ser dependientes del tipo de situación sinóptica o meteorológica presente. Tomás *et al.*, (2004) analizan los rayos en la península y su relación con los patrones de presión en superficie. Álvarez *et al.*, (2011) analizan las tormentas en Aragón y su relación con la precipitación y los patrones de tiempo. Pérez-Puebla y Zancajo (2010) analizan la actividad cerámica en la península ibérica durante el periodo 2000-2009, a resolución 10 km x 10 km. Mora (2011) realiza un análisis microescalar de los rayos en Castilla y León en el periodo 2005-2009, estudiando la distribución espacial según los usos y tipos de suelo. Pineda y Montanyá (2009) analizan los rayos registrados en Cataluña durante el periodo 2003-2007, obteniendo la densidad y el número de días de tormenta, y la especial incidencia de las tormentas de granizo.

En el vecino Portugal el análisis de la actividad eléctrica es relativamente incipiente teniendo en cuenta que la red de sensores descrita en Ramos *et al.*, (2007) y Rodrigues *et al.*, (2008) lleva pocos años operativa. Ramos *et al.*, (2011) estudian la distribución espacial y temporal de los rayos (2003-2009) y su asociación con los tipos de circulación general y finalmente Santos *et al.*, (2012) analizan las descargas nube-tierra para el periodo 2003-2007 y su relación con determinados patrones sinópticos.

CAPÍTULO 2. DESCRIPTIVA MICROESCALAR DE LOS RAYOS REGISTRADOS EN CASTILLA Y LEÓN (2000-2010)

En este apartado se presentan los resultados de los análisis realizados a partir de las descargas eléctricas registradas sobre la Comunidad Autónoma de Castilla y León. El periodo de estudio abarca desde el año 2000 hasta el año 2010, utilizándose los datos procedentes de la red de descargas eléctricas de AEMET (BDRAY). Tras una descripción de la metodología utilizada para el tratamiento y filtrado de datos, realizaremos una descripción de las características geomorfológicas y climáticas de la región de estudio, que contribuyen de forma importante en la distribución final de las descargas eléctricas. Finalizaremos este apartado con el análisis de los datos y las principales conclusiones.

2.1 LA RED DE DETECCIÓN DE RAYOS EN ESPAÑA (AEMET)

Aunque existen pequeñas redes regionales autonómicas de detección de rayos de reciente creación, como en Galicia, Cataluña o País Vasco, nos centraremos en la red de sensores para detectar rayos existente sobre todo el territorio español, adscrita a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Inició su actividad operativa en enero de 1992 con un total de 14 radiogoniómetros (sensores magnéticos direccionales), ubicados 13 en la península ibérica y 1 en Mallorca (Islas Baleares). El alcance de estos sensores, modelo ADLF 141-T, estaba próximo a los 400 km, por lo que la cobertura oceánica era escasa. En 1996 se incorporaron a la red los datos de 5 estaciones del sur de Francia pertenecientes a Météo France y en 1998, se incorporó a la red una nueva estación situada en Santiago de Compostela. Durante los años 1999 y 2000, los sensores ADLF fueron sustituidos por unos sensores de tecnología combinada que mejoraban su precisión, los modelos IMPACT de la empresa Vaisala, que utilizan una tecnología combinada (MDF+TOA). En enero de 2003 se incorporaron a la red 4 sensores ubicados en Portugal, pertenecientes al Instituto de Meteorología de Portugal. Finalmente en junio de 2005, tras varios años de estudio y en colaboración con el Instituto de Meteorología de Portugal y el Instituto Tecnológico de Canarias, se incorporaron a la red 5 nuevos sensores (IMPACT LS7000) que se situaron en el archipiélago Canario. En Zaragoza y Palma de Mallorca, también se sustituyeron los sensores por este modelo, comenzando una fase de renovación de todos los sensores. Está previsto que la red de la Macaronesia, formada por Madeira, Portugal y Azores, se complete en los próximos años con la colocación de nuevos sensores en Madeira y Azores, lo que daría una cobertura oceánica a la misma, así como concretar acuerdos de intercambio de la información con Marruecos e Italia.

Por lo tanto en 2007, la red resultante de la colaboración internacional contaba con 34 estaciones de radiodetección, 20 españolas, 4 portuguesas y 10 francesas, como podemos ver en la figura 6, cuyos datos son procesados en un ordenador en la sede central de AEMET.



Figura 6. Localización de los sensores de detección de rayos de las diferentes redes (2007): Amarillo: AEMET, Blanco: Instituto de Meteorología de Portugal; Verde: MetéoFrance

En 2008 se trasladó el sensor de Hinojosa a Badajoz, y se incorporó un nuevo sensor en Ajaccio (Córcega). Entre 2009 y 2010 se incorporaron otras tres estaciones francesas, Lannion en la Bretaña francesa, Montlucon en el centro de Francia y Marsella. En 2012 está previsto que se incorporen otras dos estaciones francesas (ubicadas en Córcega y Cerdeña), de forma que se reciban datos de 40 estaciones. La eficiencia en la detección de descargas por tanto ha mejorado en los últimos años, aumentando desde el 70% que presentaba en 1992 al 90% de 2001; por otra parte, la precisión en la localización ha mejorado de los 3 km de error a 0,5 km para el mismo periodo de tiempo y referidos al territorio peninsular español (la eficiencia en el territorio portugués es menor, habiendo aumentado del 50% de 1992 al 80% de 2001) (Pérez Puebla, 2004), valores que se mantienen más o menos constantes a día de hoy, con cierta incertidumbre debido a los problemas de mantenimiento de la red.

Estos resultados fueron obtenidos usando la eficiencia de detección de cada sensor y basándose en el valor umbral del sensor captador, asumiéndose además que los valores son los mismos para todos los sensores. Esto permite calcular la probabilidad de que una descarga pueda ser detectada por la red, teniendo en cuenta que la eficiencia en la detección varía a lo largo del año y del territorio analizado. Debido a estos dos factores, no se ha realizado ningún intento de corrección de la eficiencia en la detección y los datos de los rayos nube-tierra que se

presentan en el trabajo son valores que se han obtenido directamente. Como consecuencia de esto, las variaciones observadas en las mediciones anuales y espaciales pueden ser consecuencia de las características propias, así como de los cambios que ha experimentado la red de detección en los últimos años.

En este capítulo de la Tesis procederemos a analizar rayos, entendiendo por tal la detección de una o varias descargas eléctricas (strokes) que por producirse casi simultáneamente y con proximidad, pueden agruparse en un único proceso específico. Para su localización utilizaremos la primera descarga del rayo, es decir, la que se produce en primer lugar. En la base de datos de rayos de AEMET (BDRAY), para cada descarga eléctrica, además de su localización espacio temporal (coordenadas UTM y hora UTC), se dispone de más información de interés, como es la polaridad de la descarga, intensidad de pico, multiplicidad, así como parámetros referentes a la incertidumbre en la localización y ocurrencia de la descarga y la fiabilidad del dato. De entre estos parámetros, utilizaremos los siguientes:

- Elipse de error: Su perímetro encierra la región en la que ha caído una descarga con un nivel de confianza del 50%. La definen el semieje mayor y el menor.
- Chi²: Con la información de localización de los diferentes sensores, se realiza un proceso de localización por ajuste de mínimos cuadrados, siendo la mejor localización la que minimiza la función Chi² de Pearson. Los valores entre 0 y 3 son considerados óptimos, entre 3 y 10 aceptables, y superiores a 10 se consideran “outliers” (manual Vaisala). La NLDN americana considera que valores superiores a 3.5 de promedio no son válidos.

El manual (CP Series, CP7000, CP8000 User’s Guide) de Vaisala, la empresa que instaló los detectores, describe el factor de amplificación de escala que debemos utilizar para aumentar el nivel de confianza de la elipse de error (lógicamente aumentando la longitud de los semiejes), siempre y cuando el valor de Chi² sea aceptable (tabla 1).

Factor de escala	Probabilidad
1	50 %
1.82	90 %
2.57	99 %

Tabla 1. Factor de escala y nivel de confianza de detección del rayo.

Para calcular el factor de amplificación a un nivel de confianza deseado, se utilizaría la siguiente fórmula:

$$F = \frac{\sqrt{-2 \cdot \ln(1 - \text{probabilidad})}}{1.177}$$

2.2 TRATAMIENTO Y FILTRADO DE LOS DATOS

En primer lugar, de entre todas las descargas nube-tierra habidas seleccionaremos y analizaremos sólo la primera descarga que da lugar al rayo, que puede tener multiplicidad comprendida entre 1 y 15. Se realiza un primer filtrado de calidad de estos rayos con los siguientes criterios:

- Semieje mayor de elipse de error inferior a 6 km
- Semieje menor de la elipse de error inferior a 3 km
- Chi^2 inferior a 10

Estos criterios son los que utilizan Álvarez *et al.*, (2011) para el estudio de las descargas eléctricas en Aragón, y consideramos que son apropiados para nuestro caso. Después de este filtrado, la base de datos optimizada se reduce a 570382 rayos, con los siguientes valores medios (mediana):

CHI² MEDIA: 1.99 (1.55)

SEMIEJEMAYOR MEDIO: 1010 m (350 m)

SEMIEJEMENOR MEDIO: 220 m (250 m)

Es decir, se trata de una base de datos depurada con una fiabilidad media de que el rayo se encuentre dentro de una elipse de área de 700 m² del 50%, del 90% dentro de un área de poco más de 2 km² y al 99% en un área inferior a 5 km². Existirán algunos casos desfavorables en que la elipse de error sea muy diferente del valor medio de error, pero se reducirían a muy pocos rayos (sólo el 12% de los rayos depurados tienen semieje mayor superior a 3 km, y sólo el 2% de los rayos tienen semiejes menores superiores a 500 m). En particular, existen 36 rayos con semieje mayor igual a 5.9 km y semieje menor superior o igual a 900 m (área de la elipse entorno a 18 km²), que representarían los casos con mayor elipse de error. Estos datos depurados son los que utilizaremos para la estadística general (densidad, polaridad, multiplicidad, días de tormenta, etc...).

Para el primer análisis de densidad y número medio de días de tormentas se utilizará la rejilla de 0.2° x 0.2° latitud-longitud (aproximadamente 368 km²), de forma que se puedan comparar los resultados con los trabajos ya realizados en la península ibérica y en otros lugares del mundo. Orville y Huffines (2001) en EE.UU. utilizaron una resolución espacial de 0.2° correspondiente a un área de 350 km² para una latitud de 30° norte y de 425 km² para una de 45° norte. Este tamaño de rejilla es el utilizado en la gran mayoría de estudios de climatologías de rayos a nivel nacional o continental. Coincide también con el rango aproximado de audición del trueno por un observador, así como con el tamaño máximo de gran parte de tormentas ordinarias. Es obvio que el tamaño y localización de la rejilla influye a la hora de los cálculos de densidad. Por ello hemos utilizado dos métodos. El primero, consiste en

definir una rejilla de celdas de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ construidas a partir del punto superior izquierdo de la ventana de datos. La densidad se obtendría calculando el número de rayos interiores a cada celda, dividido por su área. Hay que tener en cuenta, que el área de las rejillas no es uniforme, debido al efecto de la latitud, aunque hemos respetado la disminución de su área por efecto del aumento de latitud a la hora de calcular las áreas.

El segundo método empleado es el utilizado internamente por el software ArcMap®, en que para cada grid o celdilla se calcula el número de rayos que están dentro de la circunferencia inscrita en el cuadrado que define la rejilla, y se divide por el área del círculo. En este caso, la densidad que representa la celda es la que corresponde al círculo inscrito dentro de ella. Hemos comprobado que las diferencias son mínimas, por lo que ambos métodos, teniendo en cuenta la discrecionalidad a la hora de elegir el punto de partida de creación de celdas y el propio error de localización de los rayos, son considerados válidos.

Hay que resaltar que el número de días de tormenta se ha calculado únicamente con el primer método y que la fiabilidad de los datos y la extensión espacial de la zona de estudio, inferior a 100000 km^2 , hace posible también utilizar rejillas de mayor resolución espacial, que nos permiten conocer con mayor detalle la distribución espacio-temporal de los rayos. Así utilizaremos rejillas de $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ y de $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$. Además se utilizará otra base de datos de más precisión, con los parámetros $\text{chi}^2 < 3$, $\text{ejemayor} < 1 \text{ km}$ y $\text{ejemenor} < 0.5 \text{ km}$ constituida por una muestra de 367712 rayos, con la que realizaremos un estudio de la distribución de rayos y su relación con tipos y usos del suelo. En este caso, el eje mayor tiene un valor medio de 325 m, el eje menor de 184 m, y el valor de chi^2 es de 1.43. Esta base de datos será cruzada con la capa ráster CORINE Land Cover de usos del suelo y de tipos de suelo.

2.3 MARCO GEOGRÁFICO Y MORFOLÓGICO DE CASTILLA Y LEÓN

La comunidad autónoma de Castilla y León se ubica en el noroeste de la península ibérica, y está formada por la meseta Norte, o parte septentrional de la meseta interior de la península ibérica y las montañas que la rodean. Es la comunidad autónoma más extensa de España, con unos 94200 km^2 , ocupa casi el 19% de la superficie del territorio español, y es la región más extensa de la Unión Europea, superando a algunos países, como Portugal (fig. 7). La distancia extrema este-oeste alcanza los 400 km, y la norte-sur alcanza los 300 km. Está dividida en nueve provincias: Ávila, Burgos, León, Palencia, Salamanca, Segovia, Soria, Valladolid y Zamora, con una población en 2010 entorno a 2500000 (fuente INE, 2010 <http://www.ine.es/prensa/np648.pdf>). La densidad de población es de 27 habitantes/ km^2 , aunque hay que tener en cuenta que más del 50% reside en zonas urbanas.



Figura 7. Mapa y ubicación de Castilla y León. Fuente: Junta de Castilla y León

Castilla y León realiza una gran aportación a la producción agraria nacional, especialmente en cereales, cultivos industriales y ganadería ovina y vacuna. Las tierras de cultivo ocupan aproximadamente el 40% de la superficie total de Castilla y León, de las cuales se dedican a cultivos herbáceos más del 78%, a cultivos leñosos el 2.3%, y el resto a barbechos y otras tierras no ocupadas (fuente: Junta de Castilla y León). El cultivo de cereales de grano es el más extendido y característico de la región. Superficies importantes ocupan los cultivos industriales y forrajeros, leguminosas de grano, patata y hortalizas. A viñedo y otros cultivos leñosos (frutales y olivar) se dedican también superficies significativas. El 11% de las tierras de cultivo se explotan en regadío (alrededor de 400000 ha).

2.3.1 Unidades morfoestructurales

Existen tres zonas bien diferenciadas en el área del estudio: las penillanuras, las llanuras de la cuenca sedimentaria y los bordes montañosos.

2.3.1.1 Penillanuras

Las penillanuras están formadas por materiales muy antiguos, fundamentalmente cuarcitas, gneis, pizarras y granitos, erosionados durante millones de años y por los que se han abierto paso los ríos, encajados profundamente. En la parte occidental podemos distinguir al norte las penillanuras de Carballada y Aliste, con bastante variedad morfológica, ya que, aunque predominan las pizarras y cuarcitas, también aflora el granito dando lugar a una topografía ondulada por la erosión diferencial. La altitud media es de unos 900 m y en la Sierra de la Culebra, la última de las elevaciones del macizo galaico-duriense, se alcanzan cotas entorno a 1200 m. Las sierras de Aliste y las Carbas formadas por cuarcitas son algo más bajas, siendo ejemplos de relieve apalachiano. Más al sur, se encuentran la penillanura de

Sayago y las penillanuras de Ledesma y Vitigudino, dominadas por el granito, bastante llanas aunque con ligeras ondulaciones. Su altitud media es de unos 800 m.

2.3.1.2 Cuenca Sedimentaria

La mayor parte de la altiplanicie o cuenca central castellano leonesa corresponde a tierras en las que el zócalo paleozoico está cubierto por depósitos sedimentarios terciarios, especialmente miocénicos. No se trata de una llanura uniforme, sino de un conjunto de plataformas situadas a distinta altitud que forman como un gran anfiteatro de amplias gradas, que se elevan desde la parte central, el valle del Duero, hasta el cinturón montañoso periférico. Hay arcillas, arenas, conglomerados y margas, que en amplias zonas, están cubiertos y a la vez protegidos por la caliza de los páramos, de origen lacustre. En el centro y el suroeste de la cuenca sedimentaria se encuentran las campiñas de Tierra de Campos, Tierra de Medina, Tierra de Pinares y La Armuña, caracterizadas por ser llanuras con ligeras ondulaciones, donde la erosión fluvial ha eliminado la protección que ejercían las calizas sobre las arcillas subyacentes.

2.3.1.3 Los bordes montañosos

La cuenca central, con sus penillanuras, campiñas y páramos, está rodeada por un cingulo montañoso, exceptuando la frontera con Portugal. Presentan una gran complejidad debido a las distintas unidades de relieve que lo constituyen y a la diversidad de materiales, fenómenos y procesos que han intervenido en su modelado. Podemos distinguir varios conjuntos montañosos: Los Montes de Zamora y León, la Cordillera Cantábrica, el Sistema Ibérico y el Sistema Central (de forma gráfica pueden verse en la figura 8).



Fig 8. Principales zonas montañosas de Castilla y León. Fuente JCYL.

2.3.2 Hidrografía

Los ríos de Castilla y León pueden englobarse en 5 cuencas hidrográficas, perteneciendo el 84% del territorio a la cuenca del río Duero (figura 9). En el noroeste, los montes de León separan la comarca de Ponferrada de la cuenca del Duero. Las aguas del curso superior del Sil atraviesan la fosa del Bierzo, y recibiendo aportaciones de pequeños afluentes, pertenecen a la cuenca del río Miño, constituyendo el 4% del territorio castellanoleonés. Las Hoyas de Valdeón y Sajambre constituyen la cuna del Sella y del Cares, que junto al terreno drenado del extremo norte de Burgos por el Cadagua, afluente del Nervión, constituye el pequeño territorio (0.7%) que pertenece a la cuenca hidrográfica del Norte.

El río Ebro atraviesa los páramos del norte de Burgos formando angostos cañones al atravesar Las Loras. Recibe varios afluentes, como el Nela y el Jerea procedentes de las montañas de Burgos o el Oca, que desde la sierra de la Demanda atraviesa la Bureba. El Jalón que nace en Sierra Ministra también vierte sus aguas al Ebro, después de atravesar la Tierra de Medinaceli. En conjunto, la cuenca del Ebro supone un 6.8% del territorio. La cuenca del Tajo está formada por tres subcuencas. La del Alagón, parte desde el sur de la penillanura salmantina, cruzando a través de una falla el Sistema Central. Las subcuencas del Alberche y del Tietar atraviesan la sierra de Gredos. Constituyen el 4.1 % del territorio.

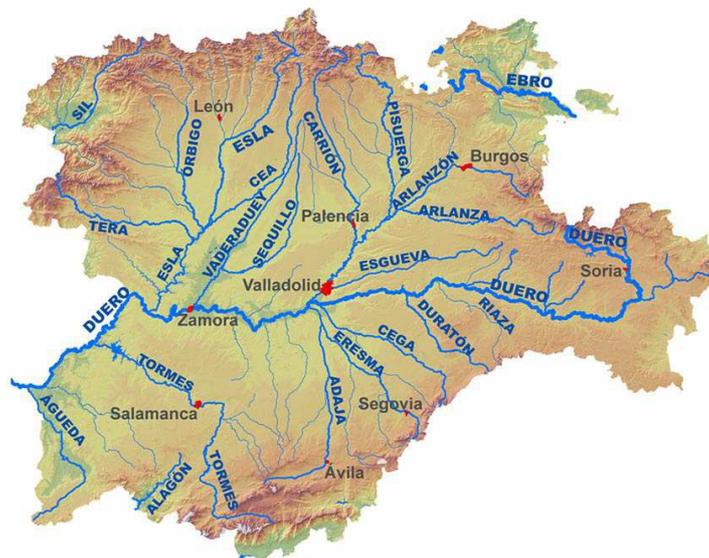


Fig 9. Principales ríos de Castilla y León. Fuente: Centro Información Territorial. Junta de Castilla y León

2.3.2.1 La Cuenca del Duero

El río Duero nace en la Laguna Negra, de los Picos de Urbión (Soria), a unos 2000 m de altitud. En su curso alto, hasta la ciudad de Soria, presenta un carácter torrencial, transcurriendo de oeste a este encajonado y salvando un desnivel de 1000 m. Entre Soria y

Zamora la pendiente es débil, las aguas circulan lentamente y el caudal va aumentando por las aportaciones de sus afluentes. El principal afluente es el Pisuerga, con 325 km es uno de los afluentes más largos de España. Desde su nacimiento en la Cordillera Cantábrica va recibiendo el aporte de sus afluentes, entre los que destaca el Arlanza, procedente de la sierra de la Demanda, y el Carrión. Otro afluente caudaloso es el río Esla. Nace a los pies de los Picos de Europa y recoge las aguas del Porma, el Bernesga, el Órbigo, el Tera, el Aliste y el Cea. Los afluentes de la margen izquierda del Duero son menos caudalosos, correspondiendo a la menor pluviometría de la ladera norte del Sistema Central respecto a la ladera sur de la Cordillera Cantábrica. El Duratón, el Cega, el Eresma y el Tormes son los afluentes más importantes. A partir de Zamora, en las Arribes, el río Duero y sus afluentes (Huebra, Uces y Tormes) circulan encajados. La red hidrográfica está regulada y aprovechada para fines energéticos y agrarios por gran número de embalses, destacando los de Almendra, Ricobayo, Riaño, Ebro y Santa Teresa.

2.3.3 Tipos de suelo

El relieve, la litología y el clima determinan la diversidad de los suelos de Castilla y León. A grandes rasgos, el factor más importante es la litología, surgiendo una primera clasificación en suelos básicos, debido a la presencia de carbonatos (calizas y margas) y suelos ácidos, en suelos con rocas silíceas. La lluvia puede transformar un terreno básico sobre calizas y margas en un medio ácido. Podemos distinguir tres grandes grupos de tipos de suelo, los suelos de los macizos y relieves con materiales antiguos, los suelos de la cuenca sedimentaria del Duero y los suelos formados sobre depósitos cuaternarios. En los macizos que bordean la Meseta dominan los materiales duros y los relieves abruptos. Según la litología, la altitud y la pendiente se establecen secuencias de suelos, desde los afloramientos rocosos y litosuelos hasta las tierras pardas. Las tierras pardas corresponden a los suelos más profundos y evolucionados sobre materiales silíceos (granitos, gneis, esquistos). Son propias de los territorios con climas húmedos de las zonas cantábrica y leonesa y de las vertientes más húmedas de los Sistemas Ibérico y Central. En los sectores más húmedos encontramos tierras pardas podsolizadas, suelos en los que un nivel intermedio de color blanquecino, el horizonte eluvial, ha sido lavado de arcilla. En los territorios más secos de los Sistemas Ibérico y Central se desarrollan las llamadas tierras pardas meridionales.

Sobre vertientes inclinadas se forman suelos con un nivel u horizonte de color muy oscuro y espesor variable que descansa directamente sobre el material originario. Este tipo de suelo ha sido llamado ránker por algunos autores. La pendiente no permite una evolución hacia la tierra parda. Sobre materiales calcáreos se desarrolla una secuencia parecida, desde los afloramientos rocosos y litosuelos hasta los suelos pardos calizos forestales o las tierras pardas calizas. En la fase intermedia, en vertientes inclinadas, se establece una rendzina.

Los suelos de la cuenca sedimentaria del Duero presentan características diferenciales respecto a los suelos de las montañas que bordean la meseta. Estas diferencias derivan del predominio de materiales blandos y del clima más seco. La diversidad litológica y del relieve determina igualmente diversidad en los suelos. En los páramos pedregosos detríticos, situados en la base de los escarpes montañosos del sector noroeste, se desarrollan tierras pardas húmedas y tierras pardas podsolizadas, en relación con el clima relativamente húmedo. La formación superficial con numerosos cantos determina que estos suelos sean muy pedregosos.

2.3.4 Clima

Las características geomorfológicas de la región, una meseta rodeada de montañas excepto por el oeste, modulan el clima que le correspondería de acuerdo a su latitud geográfica. Los rasgos climáticos generales más característicos son la escasez de precipitaciones, con una estación seca en verano y los largos y crudos inviernos. Es por tanto un clima mediterráneo continental, aunque con múltiples matices de acuerdo a los detalles de la orografía, dando por resultado una diversidad climática muy amplia. Según la clasificación de Köppen, dentro de la variedad climática peninsular (figura 10), podemos distinguir dos tipos principales de clima, climas templados en las zonas llanas y climas de montaña en zonas altas.

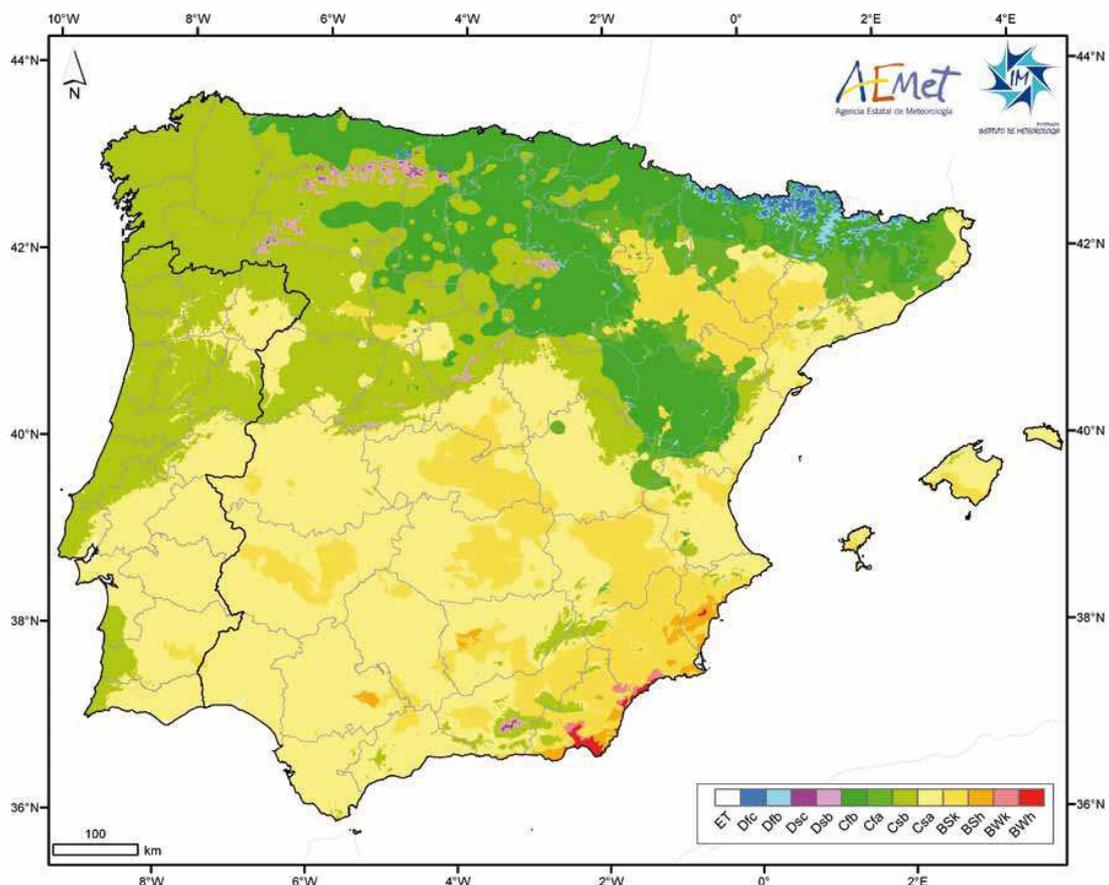


Fig 10. Clasificación climática de Köppen de la península ibérica y Baleares. Fuente AEMET-IM.

En la meseta, predominan los tipos de clima Csb (templado con verano seco y templado) en las zonas llanas de la mitad occidental y Cfb (templado sin estación seca y verano templado) en el este y páramos del tercio norte. En el centro, en las Arribes y en los valles del sur predomina el tipo Csa (templado con verano seco y cálido). En el centro también podemos encontrar pequeñas zonas con clima de tipo seco, que según la clasificación de Köppen corresponde con clima de tipo Bsk (estepa fría). En las zonas de montaña el clima es frío, Dsb (frío con verano seco y templado) en las zonas de menor altitud y Dsc (frío con verano seco y fresco) en las zonas más altas.

2.4 ESTUDIO DE LAS DESCARGAS ELÉCTRICAS SOBRE CASTILLA Y LEÓN

Una vez realizado el tratamiento y filtrado de los datos, según hemos indicado en el apartado 2.2, presentamos a continuación y de forma mayoritariamente gráfica la distribución temporal y espacial de los mismos, así como un análisis comparativo con respecto a diferentes resultados obtenidos por otros autores

2.4.1 Distribución temporal de los rayos

Durante el periodo 2000-2010 se registraron un total de 570382 rayos en la región. La variabilidad interanual es elevada (fig.11), destacando 2006 con 82603 como valor máximo y 2009 con 22279 como valor mínimo. Este efecto es fruto de la variabilidad interanual del clima que afecta a la circulación general atmosférica, y aunque en un principio hemos intentado buscar interconexiones con el patrón ya conocido como North Atlantic Oscillation (NAO), no se han encontrado. La red de observación, salvo la incorporación de las 5 estaciones portuguesas y los sensores de Canarias, no ha sufrido grandes cambios en el periodo 2000-2010, contando con sensores IMPACT de Vaisala, por lo que los cambios en la eficiencia de detección, observados por Rivas *et al.*, (2005) para la península ibérica en el periodo 1992-2001 en sus resultados generales no son aplicables en nuestro caso.

La distribución mensual, como se puede observar en la figura 12 presenta un máximo en el mes de junio (tanto para rayos negativos como positivos), aunque los años 2009, 2003, 2002 y 2001 el máximo fue en agosto, en julio en 2006, en mayo en 2008 y 2007 y en septiembre en el año 2000 (junio queda muy por debajo de agosto y septiembre en la climatología de rayos de la península ibérica realizada para el periodo 1992-2001 por Rivas *et al.*, (2005)). Este hecho diferencial respecto al resto peninsular, podría estar justificado porque el efecto del Mar Mediterráneo no ejerce influencia en la región de estudio, siendo el balance positivo entre el calentamiento térmico y las perturbaciones dinámicas atlánticas el efecto modulador en Castilla y León. El máximo de junio podría justificarse porque se trata de un mes

cálido y a la vez el anticiclón de las Azores no está plenamente consolidado, por lo que penetran perturbaciones atlánticas. Sin embargo en julio y agosto, predomina el efecto de la dorsal térmica en superficie, ya que el anticiclón de las Azores bloquea el flujo atlántico, siendo más excepcional el paso de perturbaciones. Aún así, como hemos indicado, en cuatro de los 11 años de estudio el máximo mensual de rayos fue en agosto, por lo que es evidente que existen otras causas para esta variabilidad, como es el carácter episódico de los rayos.

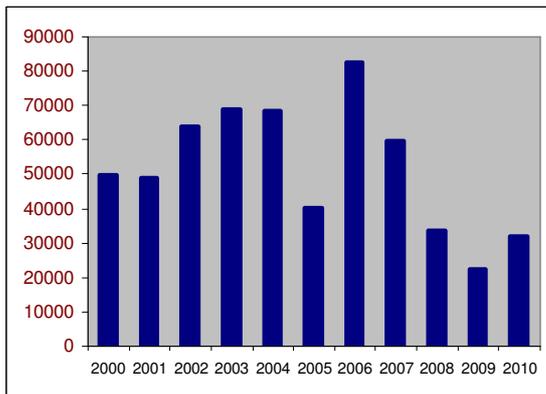


Figura 11. Distribución anual del número de rayos

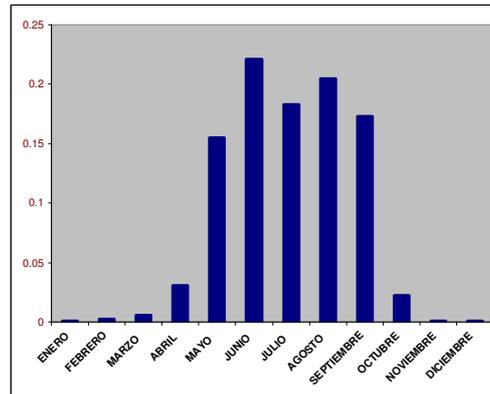


Figura 12. Frecuencia mensual del número de rayos (rayos mensuales respecto al total anual)

Tanto para la distribución anual como para la mensual hay que tener en cuenta que la presencia de sistemas convectivos de mesoescala (entre ellos posibles supercélulas o mini-supercélulas y líneas de turbonada) originan un alto porcentaje de los rayos registrados, por lo que su distribución con cierta aleatoriedad modifica ostensiblemente los resultados en caso de ocurrencia. En ese sentido, en los 10 días con mayor número de rayos de cada año del periodo analizado (2000-2010), se concentran entre el 52% y el 77% de los rayos anuales, destacando el año 2000, en que en sólo tres días (11 y 17 de septiembre y 11 de agosto) se concentran el 54% de los rayos anuales. Este hecho ocurre también en otros países, como Estonia, en que en 2009, 2 días altamente tormentosos produjeron entorno el 45% de los rayos anuales (Enno, 2011). En muchas zonas de Canadá, un gran porcentaje de los rayos anuales ocurren de manera episódica, es decir, en pocos días, algunas veces consecutivos (Burrows *et al.*, (2002)). El carácter de las descargas en nuestra región de estudio es por tanto altamente episódico, ya que para el mismo umbral de 10 días, los valores obtenidos por Burrows en Canadá oscilan entre el 20% y el 35% de los rayos anuales. El 94% de los rayos se producen en 5 meses, entre los meses de mayo a septiembre (frente al 84% en la península en el periodo 1992-2001 según Rivas *et al.*, (2005)), correspondiendo con el ciclo anual térmico, y el 99% de los rayos se producen entre abril y octubre. Estos valores son similares a otros obtenidos en otras regiones. En Estonia, el 95.6% de los rayos ocurren de mayo a septiembre, y el 99.4 de mayo a octubre (Enno, 2011); el 96% de mayo a septiembre en Austria (Schulz *et al.*, (2005)). En Canadá, oscila entre el 98.9% en el oeste y el 93% en el este entre mayo y

octubre (Burrows *et al.*, (2002)). En la figura 13 observamos la distribución de rayos en los meses cálidos del periodo analizado.

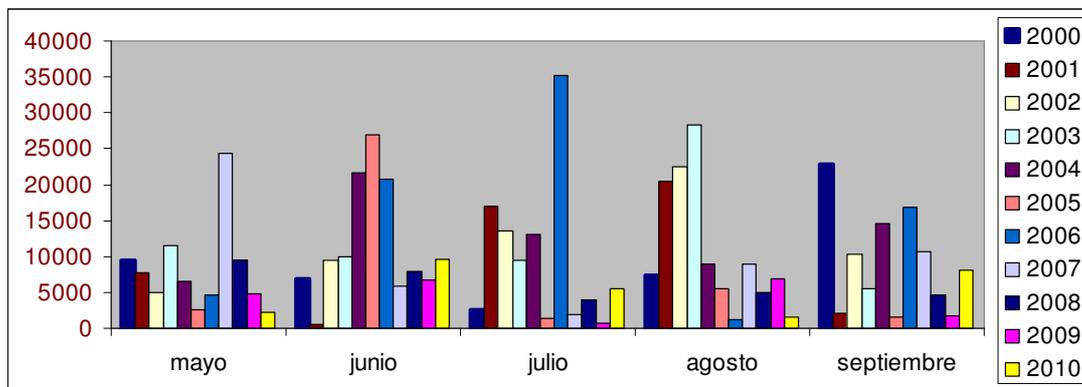


Fig. 13. Numero de rayos durante el periodo cálido desglosado por meses y años

En cuanto a la distribución horaria de los rayos, el máximo se produce a las 15 horas UTC (a las 16 UTC para los rayos positivos) y el mínimo a las 9 UTC, asociado según Rivas *et al.*, (2005) a la actividad convectiva regulada por el ciclo diurno de radiación solar, como podemos observar en la figura 14, donde se representan los rayos positivos y negativos del periodo analizado.

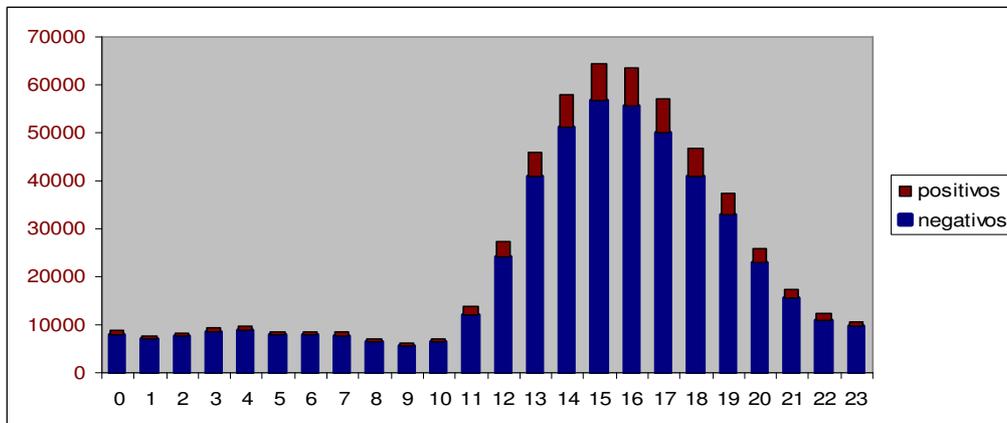


Fig 14. Distribución horaria de los rayos nube-tierra 2000-2010

En los meses invernales como diciembre y enero, la distribución horaria, pese a su máximo en horas centrales, presenta una distribución con otros dos máximos relativos, indicativo de tormentas frontales y postfrontales que pueden ocurrir a cualquier hora del día (figs. 15 y 16). Cabe resaltar el mes de diciembre, que presenta máximos a las 0 UTC y las 23 UTC, y que puede ser debido a que es el mes de menor insolación, no manifestándose este efecto en la distribución de rayos.

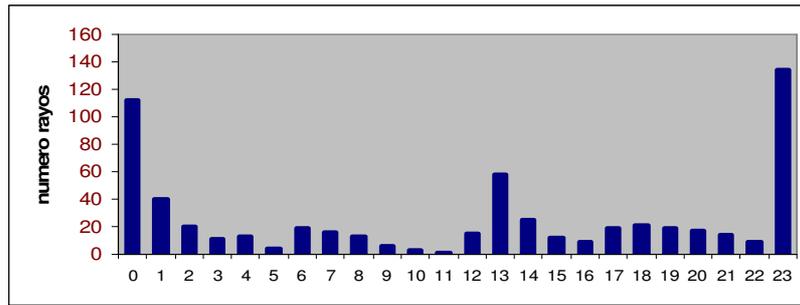


Fig.15 Distribución horaria de los rayos del mes de diciembre

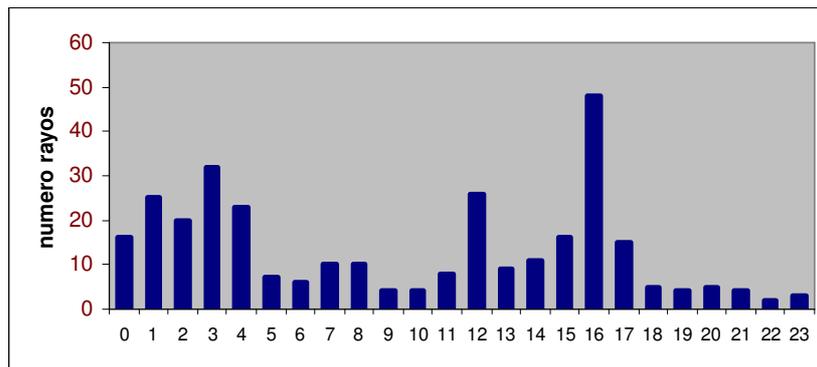


Fig. 16 Distribución horaria de los rayos del mes de enero

2.4.2 Densidad de rayos nube-tierra

La densidad anual de rayos calculada para todo el territorio es de 0.50 rayos por km² y año, oscilando entre 1.41 en el NW de la provincia de León y 0.18 en el NE de la provincia de Salamanca, como podemos apreciar en la figura 17. Valores altos también se dan en el resto de la Cordillera Cantábrica de León, Cordillera Cantábrica de Palencia, Ibérica de Burgos y Soria y Sistema Central de Soria, con valores próximos a 1 rayo/km² y año. Estos valores coinciden con bastante exactitud, salvo la diferencia de escala, con los obtenidos por Rivas *et al.*, (2005) para Castilla y León dentro de su estudio peninsular y se encuentran lejos del máximo peninsular de 2.1 rayos/km² sobre Pirineos, o de los valores encontrados por Areitio *et al.*, (2001) en el País Vasco, con densidades máximas entre 4 y 5 rayos/km².

Estos valores de densidad, comprendidos entre 1.4 y 0.2 rayos/km² y año son muy inferiores a los encontrados en otras zonas del globo como en Africa Central, Florida y Brasil, donde se alcanzan valores máximos de 10 rayos/km² y año (Hodanish *et al.*, (1997); Pinto *et al.*, (1999,2003a); Zajac y Rutledge 2001; Christian *et al.*, (2003); Rudlosky y Fuelberg, 2010). En Israel la densidad anual promediada para todo el territorio es de 1.28 rayos/km² y año, alcanzando en la ciudad de Tel-Aviv los 4.7 (Yair *et al.*, (1998)). En Europa, se encuentran valores más próximos a los de Castilla y León, como densidades medias anuales que oscilan entre 0.5 y 4 rayos/km² y año en Austria (Schulz *et al.*, (2005)); entre 0.9 y 3.2 en la República

Checa (Novák y Kyznarová, 2011); valor máximo de 3.1 rayos/km² y año en Rumanía (Antonescu y Burcea, 2010) ó valores medios entre 0.1 y 1.1 en Estonia (Enno, 2011). En Finlandia, la densidad media para todo el territorio en el periodo 1998-2007 es de 0.34 rayos/km² y año (Tuomi y Makela, 2008), valor similar al de Castilla y León, de 0.5 rayos/km² y año.

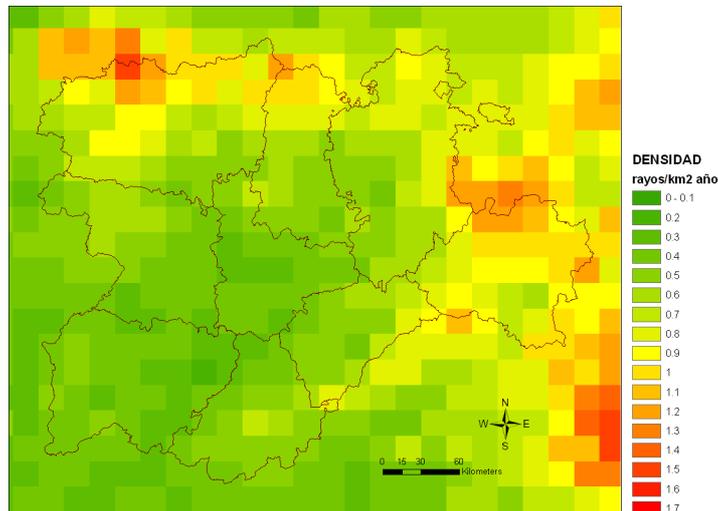


Fig.17 Densidad anual a resolución 20 km x 20 km

La gran mayoría de las climatologías descriptivas de rayos a nivel mundial realizan los cálculos a una resolución 20 km x 20 km, lo que permite la comparación de estos valores en distintas regiones. Sin embargo, en zonas de complejidad orográfica, como es Castilla y León, es necesario bajar de escala. Así, a resolución 4 km x 4 km, se aprecia con más detalle la distribución de la densidad (fig. 18).

En general, observamos que la densidad se adapta al relieve, de forma que en zonas montañosas la densidad es alta y en zonas llanas baja. Como excepciones a este criterio, hay que destacar la escasa densidad en el Sistema Central Occidental, así como valores relativamente altos en el norte de Burgos. En éste último caso, la proximidad del mar Cantábrico y una orografía que bloquea sólo parcialmente el flujo del norte puede ser la causa de la mayor densidad de rayos, al permitir el paso de células convectivas de origen marítimo. El oeste del Sistema Central, es decir, la sierra de Gata y de Béjar, debido a su orientación SW-NE y la falta de continuidad de la barrera montañosa, no bloquea el flujo predominante del SW, pudiendo ser ésta la causa de la baja densidad, al no producirse un forzamiento orográfico plenamente desarrollado.

A resolución 1 km² (fig. 19) podemos observar singularidades notables, en particular las densidades elevadas que se dan en zonas montañosas donde se ubican antenas o aerogeneradores, así como efectos urbanos, que detallamos en el anexo II.

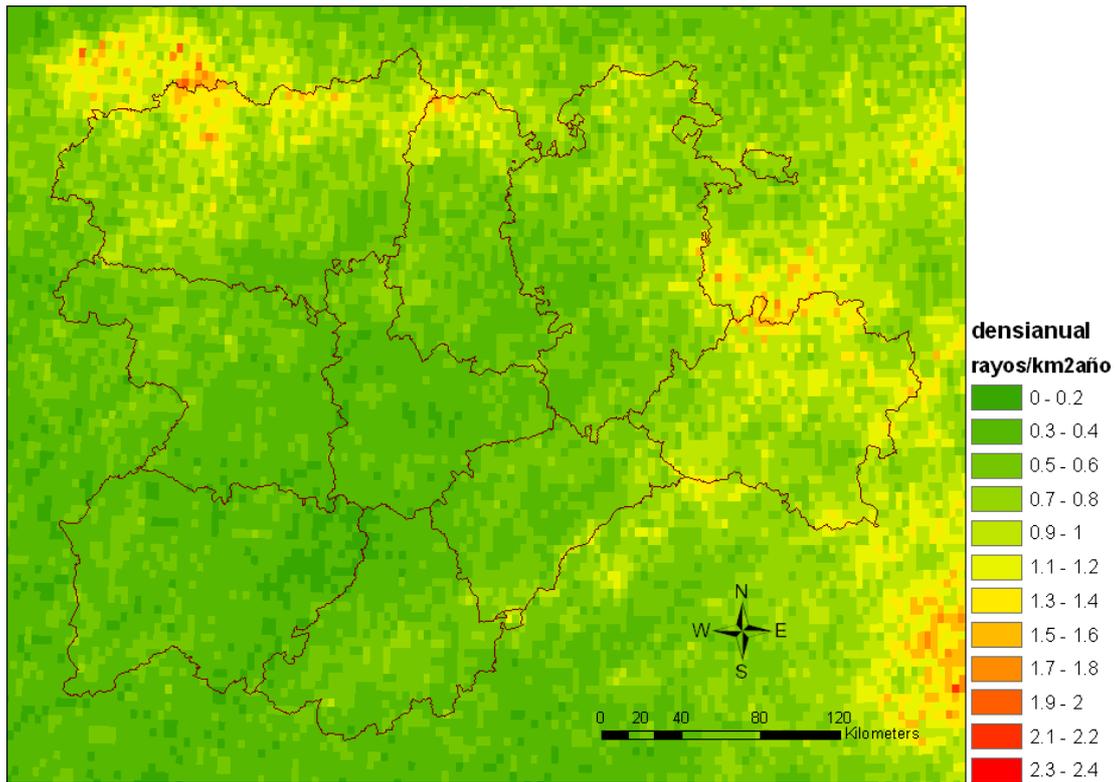


Figura 18. Densidad anual a resolución 4 km x 4 km

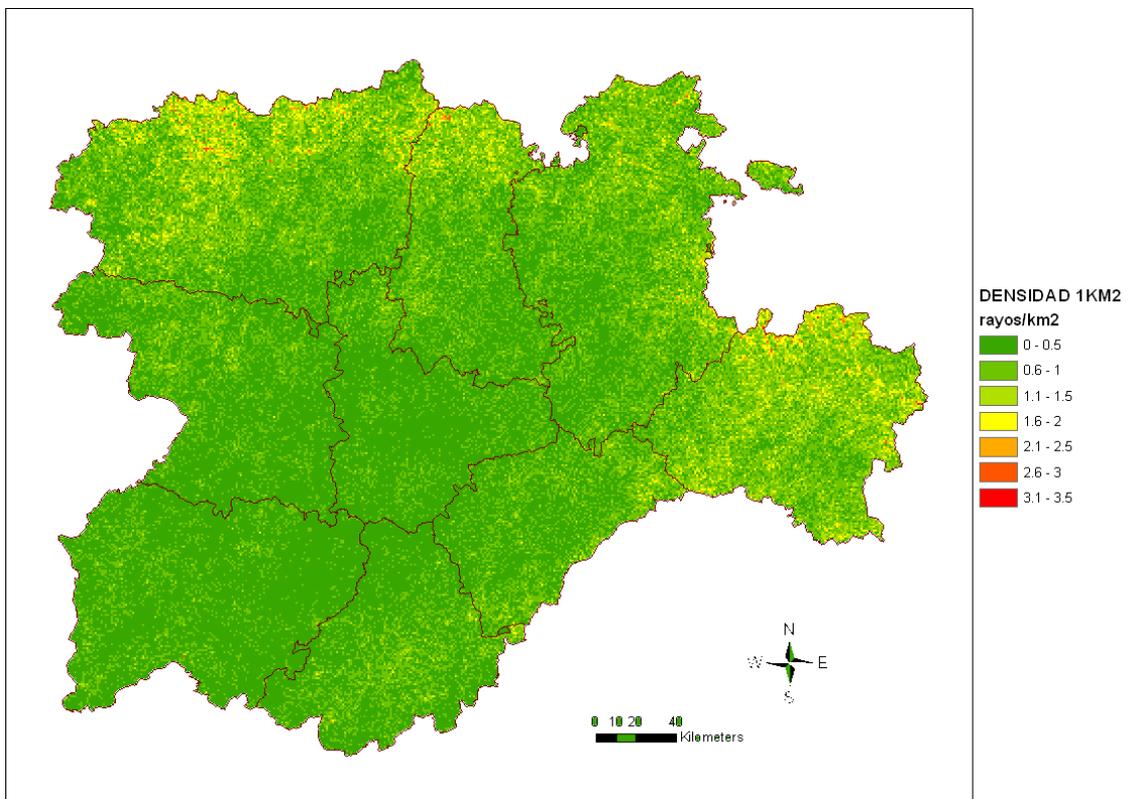


Fig.19. Densidad de rayos a resolución 1 km² (periodo 2000-2010)

Al analizar la evolución temporal de la densidad de rayos para todo el periodo analizado (2000-2011) de forma mensual (figuras 20 y 21), vemos que presenta las siguientes características:

Enero comienza con escasas descargas, lo que da lugar a que la densidad de los rayos totales para los 11 años analizados sea inferior a 0.5 rayos/km². La mayor frecuencia de rayos se produce en el norte de la provincia de Burgos, y de forma mucho más aislada en el resto del cuadrante NE. En febrero, los rayos se cuadruplican, pero existe gran dispersión, por lo que la densidad de rayos sigue es casi similar a enero, no superando los 0.5 rayos/km². La extensión espacial de zonas con rayos es mayor, siendo los rayos más frecuentes en el cuadrante SW de la región. En marzo casi se triplican los rayos de febrero. La densidad máxima llega a 1 rayo/km² en algún punto de Burgos y de Soria, pero aún quedan extensas zonas con densidades muy bajas. En abril se alcanzan densidades máximas de 1.99 y valores próximos en algunos puntos de la zona centro, y algo inferiores en otras zonas como la Cordillera Cantábrica e Ibérico. Existe bastante uniformidad, sin grandes contrastes zonales.

En mayo comienza la actividad tormentosa significativa. La densidad máxima es de 5.4 rayos/km², siendo las zonas con mayor densidad el tercio norte y este de la región. El centro y el SW es la zona con menor densidad. Junio es el mes que presenta mayores valores de densidad, llegándose a alcanzar valores de 7.6 rayos/km² en el Ibérico. La distribución espacial es parecida a la de mayo (aunque con valores de densidad más altos), destacando la aparición de máximos significativos en la zona centro.

En julio se mantienen los máximos del extremo norte y del este, disminuyendo significativamente en la zona centro con un máximo de 6.8 rayos/km². En agosto la distribución es muy parecida, excepto en el norte de Burgos, donde disminuye mucho la densidad. El valor máximo es de 6.4 rayos/km². Este mismo valor máximo se alcanza en septiembre, en el Ibérico de Soria, aunque la densidad tiende a bajar en todas las zonas, siendo significativa la zona centro-este, con pequeña densidad. En octubre la densidad máxima desciende a 2.3 rayos/km², bajando drásticamente a 0.32 rayos/km² en noviembre y 0.24 rayos/km² en diciembre, con una distribución irregular, aunque con un ligero máximo en los extremos SW y NE de la región.

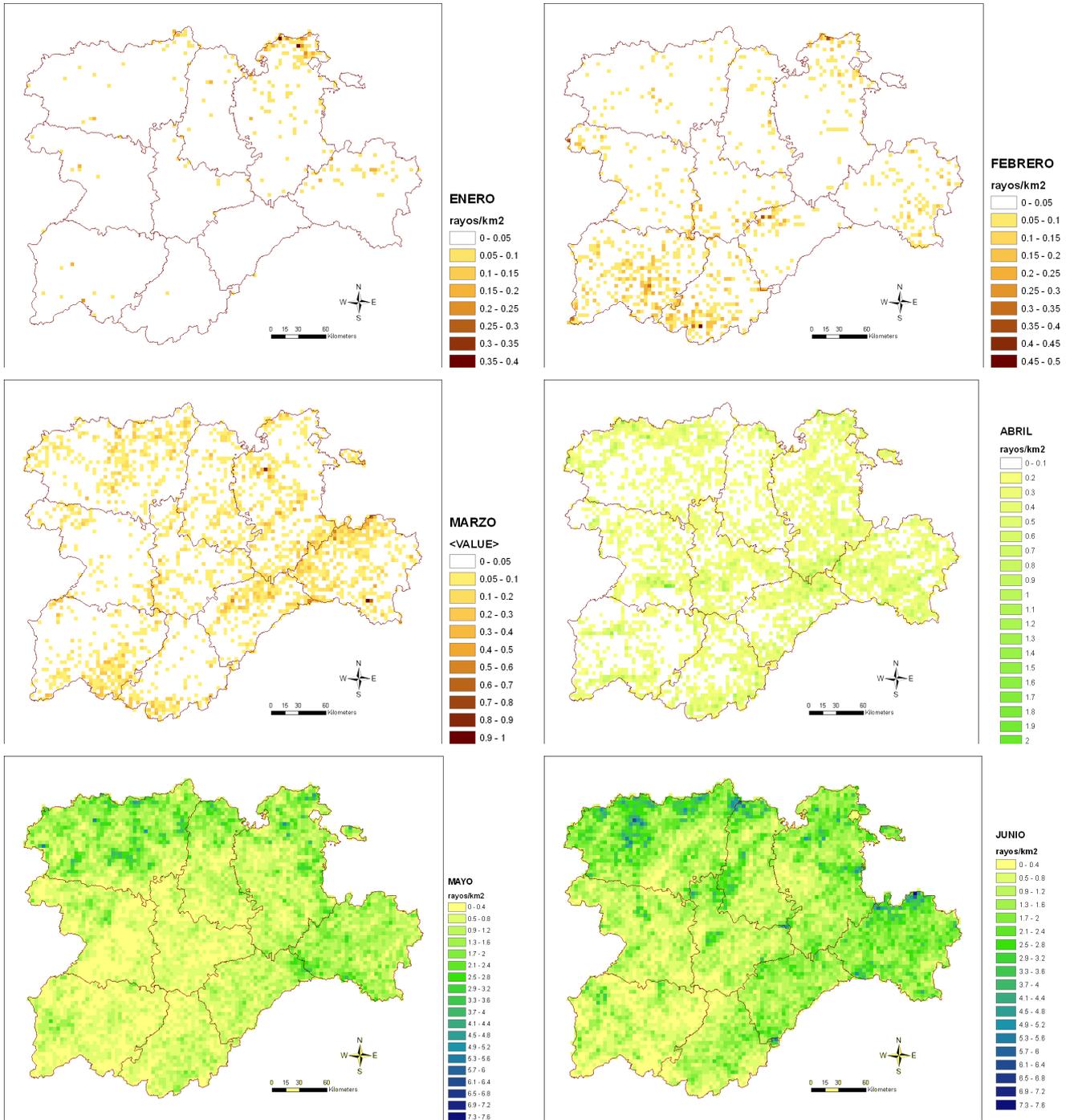


Fig.20 Densidad mensual de rayos enero-junio (rayos totales 2000-2010)

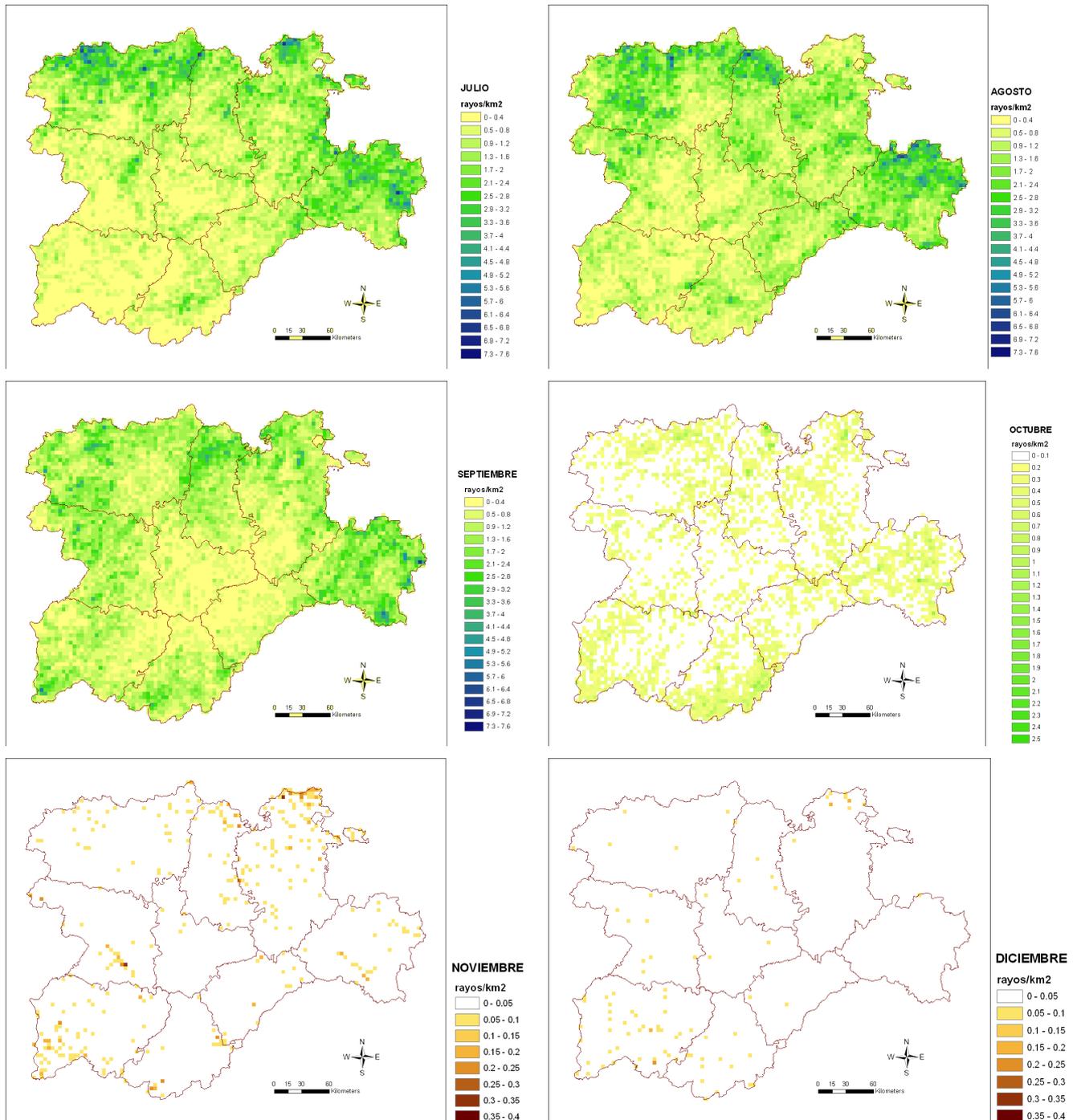


Fig. 21. Densidad mensual de rayos julio-diciembre (rayos totales 2000-2010)

2.4.3 Polaridad, multiplicidad e intensidad de corriente

Una vez analizada la distribución espacial de los rayos, nos centraremos en los parámetros eléctricos que definen los rayos.

2.4.3.1. Polaridad

El porcentaje de rayos positivos respecto al total de rayos es de un 15% (frente a un 9% para la península según Rivas *et al.*, (2005)). A modo de ejemplo, en EE.UU., para el periodo 2001-2009, el porcentaje medio es del 6.2% (Orville *et al.*, (2011)), y de un 2.4% promedio en Rumania para los años 2003, 2004, 2005 y 2007 (Antonescu y Burcea, 2010). El valor para EE.UU. obtenido por Orville (2011) ha sido obtenido filtrando los rayos positivos con intensidad de pico inferior a 15 kA. Fleenor *et al.*, (2009), en un estudio realizado en las Grandes Llanuras americanas, compara los datos de la NLDN con imágenes de video y localizaciones 3D procedentes de la red de detección VHF de Los Alamos Sferic Array (LASA). En esta campaña particular se observó cómo casi un 54% de descargas (strokes) detectadas por la NLDN en realidad se trataban de descargas intranube o nube-nube. Aunque se trata de un resultado particular para una zona determinada, señala que se deberían realizar más campañas. Este alto porcentaje de rayos positivos obtenidos en nuestra zona, parece por tanto claramente elevado. Si procedemos a filtrar sólo los rayos positivos con intensidad de pico superior o igual a 15 kA, obtenemos un porcentaje de rayos positivos sobre el total del 6.2%, idéntico al obtenido por Orville para el periodo 2001-2009. Hay que tener en cuenta que el periodo comparado es muy similar.

AÑO	Media -	median -	Multip -	chi ² -	chi ² -	Media +	median +	Multip +	chi ² +	chi ² +
	-	-	-	media	mediana	+	+	+	media	Median
2000	21.0	16.3	1.74	3.0	2.3	36.6	25.2	1.11	3.1	2.5
2001	20.9	17.2	2.54	1.83	1.4	31.1	16.0	1.34	2.96	2.4
2002	21.6	16.7	2.1	1.93	1.55	37.4	24.6	1.15	2.6	2.15
2003	22.0	17.7	2.01	1.76	1.4	35.2	22.6	1.12	2.73	2.25
2004	14.6	11.4	2.04	1.96	1.65	26.5	16.6	1.12	2.64	2.1
2005	14.6	11.3	2.22	1.89	1.65	18.4	7.2	1.15	2.76	2.15
2006	13.6	10.7	2.14	1.76	1.4	18.2	7.3	1.11	2.79	2.23
2007	14.6	10.4	2.03	1.89	1.65	35.9	26.9	1.14	2.52	2.1
2008	15.1	10.6	1.95	1.71	1.4	28.5	19.7	1.14	2.49	2.05
2009	16.3	11.3	1.94	1.65	1.3	33.7	27.1	1.19	2.09	1.65
2010	20.4	14.0	2.04	1.28	1.0	41.6	34.9	1.26	1.82	1.4

Tabla 2. Resumen anual de intensidad de pico de la primera descarga: Media, mediana y multiplicidad y valor chi² de localización de los rayos negativos y positivos.

En la evolución anual de los datos de intensidad de la primera descarga (media, mediana) y la precisión de la localización (χ^2) durante todo el periodo (tabla 2), se observa claramente la mejora en la precisión de la localización, ya que el valor de χ^2 medio desciende de forma progresiva, pasando de un valor medio de χ^2 de 3 (3.1) para los rayos negativos (positivos) en 2000, a un valor medio de χ^2 de 1.28 (1.82) para los rayos negativos (positivos) en 2010. El valor de la mediana de χ^2 también mejora notablemente. Esta mejora se produce de forma brusca en 2001, cuando se observa un incremento en la multiplicidad de 1.74 a 2.54, y una disminución de χ^2 media de 3 a 1.83. Esto está justificado por la mejora en la eficacia de detección debido a los últimos cambios en la red de sensores ADLF a IMPACT que se realizaron a lo largo de 2000 y cuyos efectos se notaron en 2001. La incorporación a la red nacional de los 4 sensores de Portugal, aparentemente no tiene demasiado efecto sobre la zona de nuestro estudio, mejorando sólo ligeramente la localización de los rayos negativos.

El comportamiento sorprendente, y para el cual no encontramos justificación, es el bajísimo valor en los años 2005 y 2006 de la mediana de la intensidad de pico de los rayos positivos. Es decir, la mitad de los rayos positivos de estos años han tenido una intensidad inferior a 7.3 kA, mientras que el resto de años ese valor oscila entre 16 y 34.9 kA. Este efecto no se observa en los rayos negativos, y aunque existe variabilidad interanual notable en la mediana de rayos positivos, no parece justificable por este motivo. Podría pensarse en alguna modificación en los sensores, pero lamentablemente la base de datos de AEMET no ha facilitado los metadatos de la red que confirmen cambios en las especificaciones técnicas, o fallos de sensores, más allá de los ya citados.

El posible filtrado de las descargas inferiores a 15 kA considerado por Orville, supondría un cambio drástico en la distribución anual, como vemos en la figura 22, ya que 2005 y 2006, con porcentajes de rayos superiores a la media (14%), pasarían a valores muy inferiores (5%).

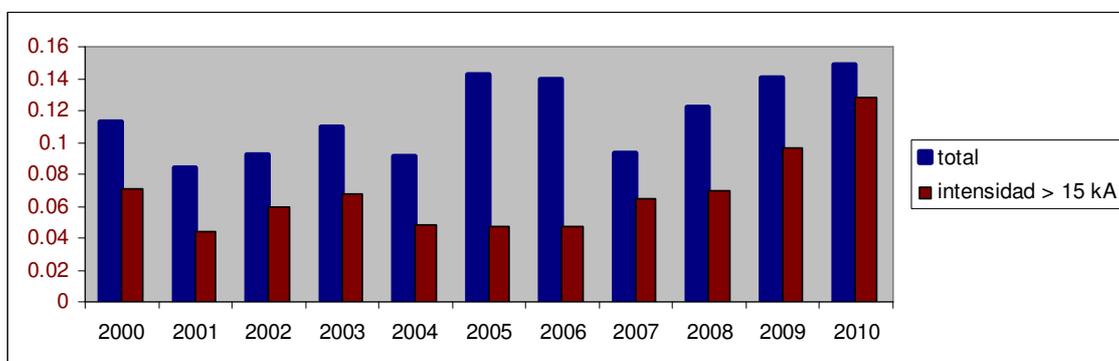


Fig 22. Evolución anual de la tasa de rayos positivos respecto al total (rayos positivos totales en azul y rayos positivos de intensidad de pico mayor de 15 kA en granate)

Los valores anuales obtenidos con el filtrado para el porcentaje de rayos positivos, son de esta forma más parecidos a los obtenidos por Orville, con la salvedad de la diferencia de extensión y que realmente las características de la convección en EE.UU. y Castilla y León no tienen por qué ser similares (tabla 3). Este hecho nos hace pensar que posiblemente los rayos positivos de intensidad inferior a 15 kA de la base de datos de AEMET sean realmente rayos IC.

AÑO	EE.UU.	CYLE	AÑO	EE.UU.	CYLE	AÑO	EE.UU.	CYLE
2001	7.1	4.3	2004	5.5	4.8	2007	6.2	6.4
2002	5.7	5.9	2005	5.8	4.7	2008	7.7	7
2003	4.8	6.7	2006	5.9	4.7	2009	7.7	9.6

Tabla 3: Porcentaje de rayos positivos (%) respecto al total.
EE.UU.- Estados Unidos de América. CYLE-Comunidad Autónoma de Castilla y León.

Respecto a la evolución mensual (fig. 23), y teniendo en cuenta de nuevo todos los rayos positivos, destaca el máximo de noviembre, con un 31% de rayos positivos respecto al total, aunque partiendo de un número de descargas pequeño, que podría no ser significativo (116 rayos positivos del total de 610 de noviembre). Rivas *et al.*, (2005) encuentran un porcentaje del casi el 20% de los rayos totales de la península ibérica para los meses fríos, enero-febrero-marzo y noviembre-diciembre. En nuestro caso, el porcentaje medio es del 19% para los meses fríos. Septiembre es el mes con menor porcentaje, tan sólo un 9% de rayos positivos, coincidiendo con valores similares a lo encontrados por Rivas *et al.*, (2005) para la península ibérica (de mayo a septiembre casi el 8%)

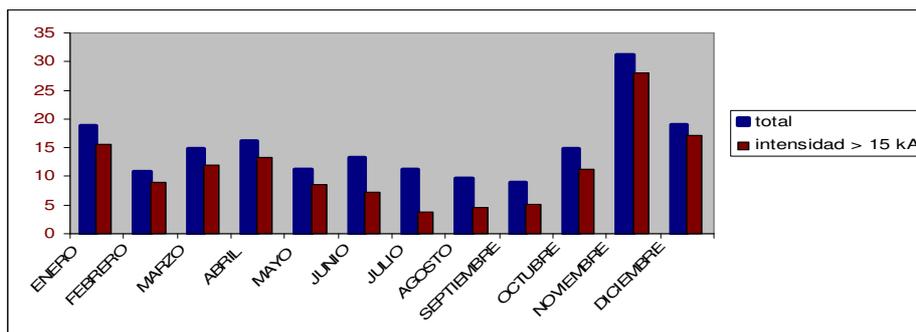


Fig.23 Evolución mensual del porcentaje mensual (%) de rayos positivos (azul) y positivos de intensidad > 15 kA (granate) respecto al total de rayos

Si excluimos los rayos con intensidad de pico inferior a 15 kA, sería julio el mes con menor porcentaje (3.8 %). Estas variaciones que se presentan a lo largo del año también se han observado en otras áreas geográficas (Brook *et al.*, (1982) en Japón; Finke y Hauf (1996), en Alemania; Orville y Huffines (2001) en los EE.UU.). Además de la disminución del porcentaje de rayos positivos en verano, la proporción de rayos positivos presenta variaciones

significativas en cada tormenta (Orville *et al.*, (1987)). El mismo autor (2001) señala que la razón de la variación estacional del porcentaje de rayos positivos es todavía materia de conjetura, aunque afirma (1994) que la proporción de rayos positivos aumenta con la latitud. Como ya hemos indicado anteriormente, Brook *et al.*, (1982) justifican el incremento de descargas positivas en invierno sobre Japón debido a la cizalladura vertical, que separa en la vertical los centros de carga negativa y positiva del cumulonimbo. En esas circunstancias, cizalladura y nubes con topes bajos, propios del invierno, se producen más descargas positivas (Williams (1998); Engholm *et al.*, (1990)).

En cuanto a la distribución espacial de los rayos positivos, el mayor porcentaje de rayos positivos se da en el centro y sur de la comunidad, especialmente en la provincia de Ávila, donde se halla un máximo del 22%, con un máximo secundario en el NE de Burgos (fig. 24). Aún en el caso de que seleccionemos sólo los rayos positivos con intensidad mayor que 15 kA, la distribución espacial no se ve alterada significativamente (fig. 25).

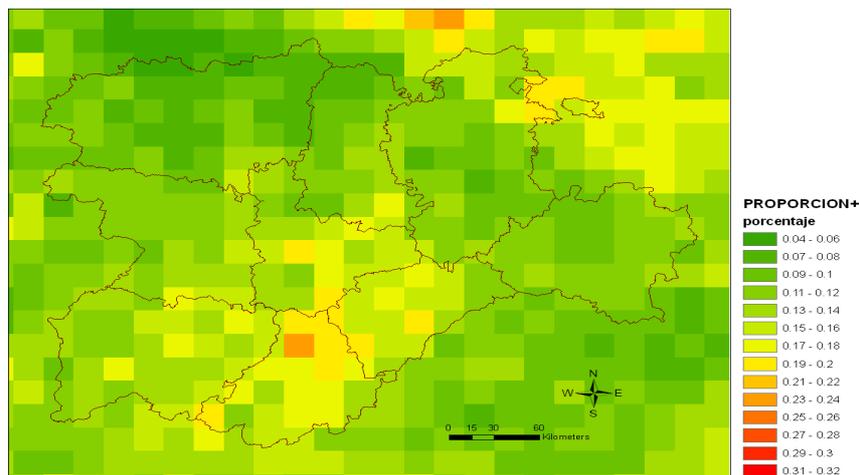


Fig.24 Tasa de rayos positivos respecto al total.

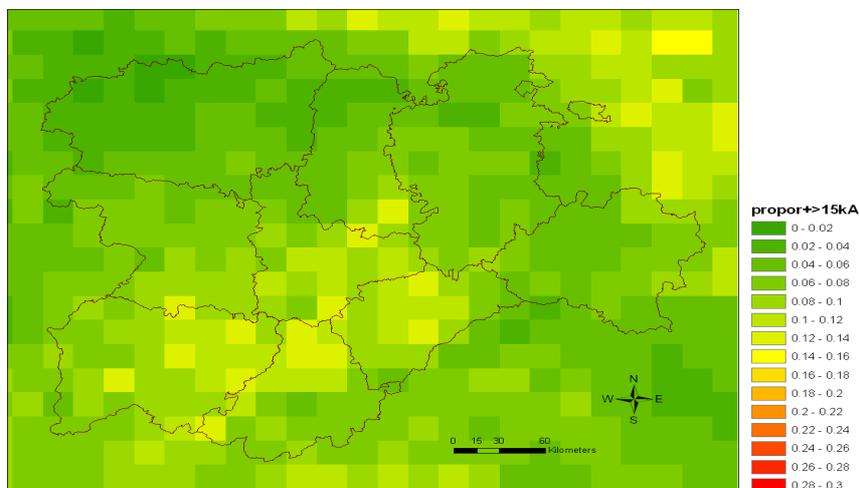


Fig.25 Tasa de rayos positivos con intensidad de pico mayor de 15 kA respecto al total.

Por tanto se puede afirmar que en la zona sur de la meseta, a sotavento del Sistema Central para flujos de componente sur, el porcentaje de rayos positivos sobre el total es elevado, y además se trata de una singularidad, dado el escaso número de píxeles con porcentajes altos, como vemos en la distribución de frecuencias del número de píxeles en función de la proporción de rayos positivos (figs 26 y 27)

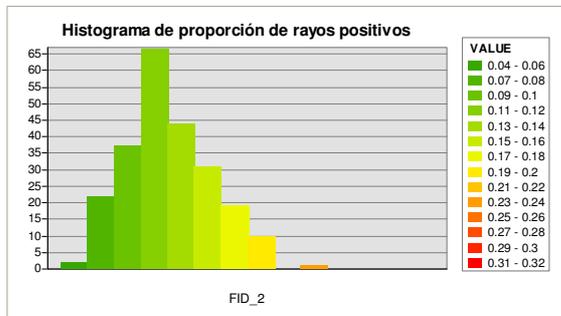


Fig. 26 Número de píxeles de 20 km x 20 km (eje y) frente a tasa de rayos + en cada pixel respecto al total (eje x)

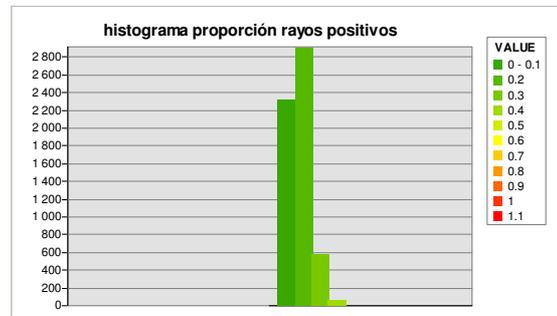


Fig.27 Número de píxeles de 1 km x 1 km (eje y) frente a tasa de rayos + en cada pixel respecto al total (eje x)

El máximo de la provincia de Ávila podría deberse a que el Sistema Central, en su ladera norte es una región proclive a la formación de tormentas, quizás debido a los efectos combinados de frontera de humedad y térmica entre la meseta y la ladera montañosa, las convergencias provocadas por la brisa de valle que asciende por la ladera, junto al propio caldeamiento solar, la inestabilidad térmica y en muchas ocasiones el forzamiento dinámico por la presencia de una vaguada en niveles medios. Una vez formado el cumulonimbo, interviene el flujo del tercer cuadrante en niveles medios asociado a la vaguada, en un ambiente de moderada cizalladura vertical, desplazando el centro de cargas positivas de niveles altos del cumulonimbo a sotavento, sobre la provincia de Ávila, dejando de estar apantallado inferiormente y dando lugar a descargas positivas nube-tierra. Este hecho hemos podido observarlo en varias ocasiones. Otra posible explicación teórica, sería el incremento de descargas positivas que se produce en la fase de disipación de las tormentas. En el caso de tormentas de masa de aire con débil flujo en niveles medios y que se originan en la ladera norte del Sistema Central, en ocasiones se produce este efecto. Respecto al máximo secundario del NE de Burgos, podría ser debido a la cizalladura del viento invernal, ya que existe un corredor natural o fractura de la cordillera cantábrica que no bloquea los flujos del N y NE, permitiendo el paso de células tormentosas marítimas (aunque éste máximo secundario desaparecería con el filtrado de rayos de intensidad inferior a 15 kA). El menor porcentaje de rayos positivos se da en la Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico y provincia de Soria, siendo el valor mínimo de un 4% en puntos de la Cordillera Cantábrica y Meseta de Burgos. Se observa que las zonas con mayor densidad de rayos (Cordillera Cantábrica y Sistema Ibérico), tienen la menor proporción de rayos positivos. Resultado similar se observa en Florida (EE.UU), región con la máxima densidad de rayos y a la vez un mínimo de densidad de rayos

positivos (Orville *et al.*, (2011)). Con las salvedades mesoescalares, los resultados coinciden con los obtenidos para la península ibérica por Rivas *et al.*, (2005).

El ámbito geográfico reducido al compararse con la península, así como la calidad de los datos, nos permite realizar un análisis a mayor resolución. En este caso, a resolución 4 km x 4 km observamos (fig. 28) que existen puntos singulares en la zona centro y en el sistema central o proximidades, con un porcentaje alto de rayos positivos, llegando a un 43%, atribuible a tormentas singulares intensas (posibles supercélulas, minisupercélulas o líneas de turbonada). Sin embargo, en otros puntos, el porcentaje es próximo al 0%.

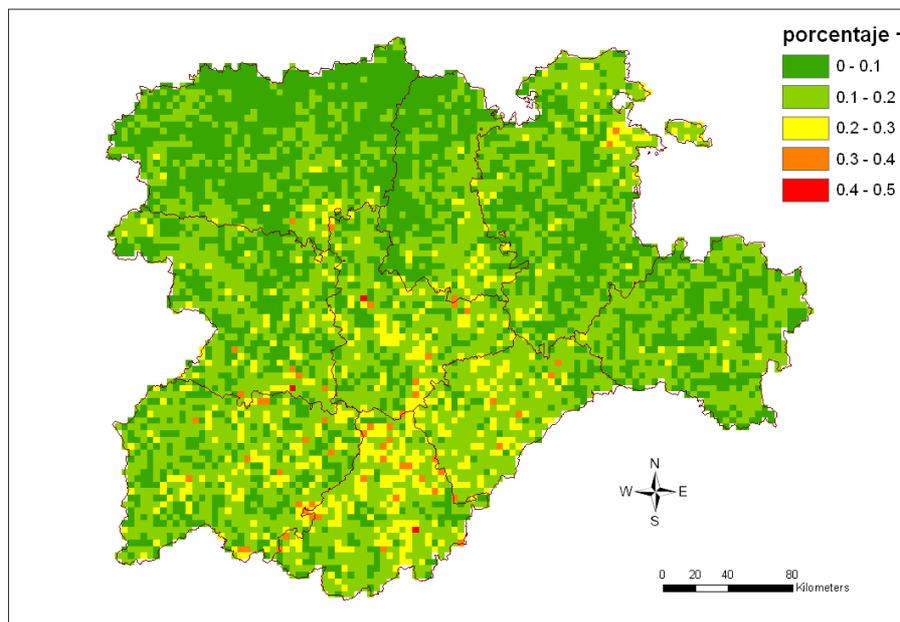


Fig. 28 Tasa de rayos positivos frente al total de rayos

2.4.3.2 Multiplicidad

El valor medio de multiplicidad de los rayos en Castilla y León es de 1.97, con un 58% de los rayos con multiplicidad igual a 1 (frente a un 53% para el total peninsular, según Rivas *et al.*, (2005)) y un 19% con multiplicidad igual a 2, siendo sólo un 5% de los rayos los que tienen multiplicidad superior a 5. Distinguiendo las polaridades (fig. 29), los valores medios de multiplicidad son 2.08 para los negativos y 1.15 para los positivos. Estos valores son casi idénticos a los obtenidos por Rivas *et al.*, (2005) para la península ibérica (2 y 1.1 respectivamente). El 54 % de los rayos negativos tienen multiplicidad igual a 1, y respecto a los positivos, el 89% tienen multiplicidad igual a 1.

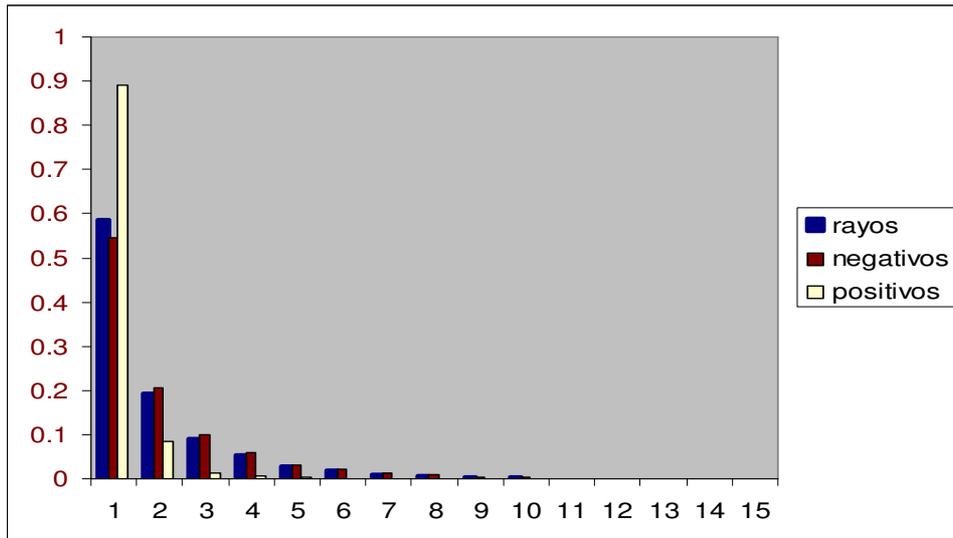


Fig. 29 Porcentaje de rayos totales, negativos y positivos según multiplicidad.

Respecto a la distribución de la multiplicidad mensualmente (fig. 30), la multiplicidad media de los rayos es máxima en el mes de agosto (2.15), coincidiendo con el máximo de la multiplicidad para los rayos negativos (2.25). Sin embargo, el máximo de multiplicidad de rayos positivos se da en abril y octubre (1.22). El mínimo de multiplicidad se da en el mes de noviembre (1.37), coincidiendo con el mínimo de multiplicidad de rayos negativos (1.51) y de positivos (1.07).

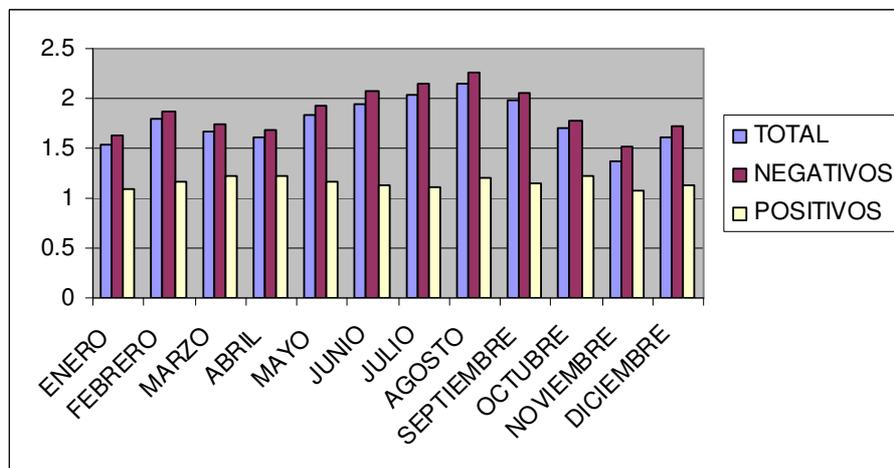


Fig. 30 Distribución mensual de la multiplicidad de rayos totales, negativos y positivos

Los rayos negativos muestran un máximo de multiplicidad en verano y un mínimo en invierno, coincidiendo estos resultados con los publicados por Orville y Huffines (2001) para los EE.UU. y los publicados por Pinto y Pinto (2003) para Brasil. Orville y Huffines (2001) sugieren sobre este aspecto que... *“el gran volumen que presenta una nube puede relacionarse con un aumento en la multiplicidad”*.... De este modo es posible que el aumento en la multiplicidad que se observa en verano venga asociado con el mayor volumen gaseoso que presentan las nubes

en esta estación climática. Otra posible explicación fue propuesta por Pinto *et al.*, (2003b): *"es posible que el decrecimiento de la multiplicidad de los rayos negativos en invierno sea resultado del menor peso que por término medio presentan las tormentas con aparato eléctrico para esa estación del año"*.

En la distribución horaria de la multiplicidad de los rayos negativos, que hemos representado frente a la altitud media de los rayos (fig. 31), se observa una distribución casi sinusoidal, con máximos (en hora UTC) a las 6 (2.48), 19 y 20 (2.25) y 23 (2.26), y mínimos a las 15 y 16 (1.94), a las 21 (2.11) y a la 1 (2.16). El mínimo principal a primera hora de la tarde, coincide con la mayor altitud media de los rayos y con un elevado número de rayos. Esto parece contradecir en cierta manera lo anteriormente dicho sobre el volumen de la nube. También Reap (1986) afirma que la hora de máxima frecuencia de rayos estaba directamente relacionada con la elevación, de forma que en zonas altas la máxima frecuencia se da a mediodía o primeras horas de la tarde. Por tanto, una posible explicación de este mínimo de multiplicidad de los rayos negativos es que la convección que se inicia en las montañas a mediodía y primeras horas de la tarde, origina rayos de menor multiplicidad. Aunque no se han encontrado referencias en la bibliografía a este hecho, parece intuirse que debe existir relación entre la altitud y la multiplicidad, de forma que los rayos negativos en zonas elevadas presentan menor multiplicidad y mayor multiplicidad en zonas bajas. Una posible explicación estaría relacionada con la longitud total del rayo, ya que la distancia entre el centro de carga negativa de la nube cumulonimbo y la superficie terrestre, es menor en zonas montañosas que en zonas llanas, aunque no disponemos de evidencias que lo confirmen.

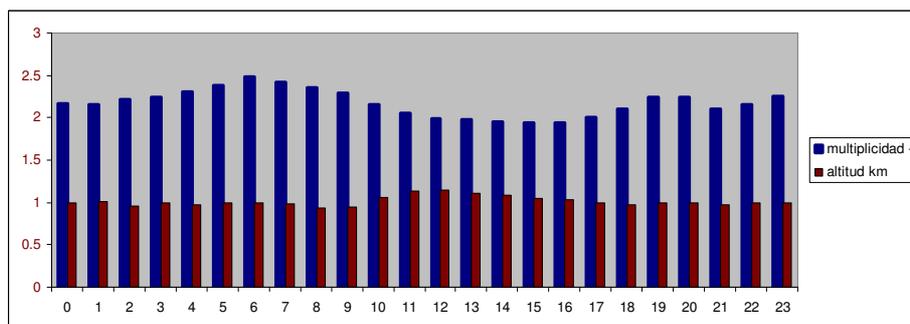


Fig. 31 Distribución horaria de la multiplicidad y altitud, de los rayos negativos.

La multiplicidad de los rayos positivos (fig. 32) presenta un máximo a las 6 UTC (1.26) y un mínimo a la 1 UTC (1.12) y durante la tarde, distribución para la que no encontramos justificación. El argumento de la longitud del rayo explicado anteriormente no parece aplicable, salvo que pudiéramos distinguir entre rayos positivos generados desde el centro de carga positivo superior del cumulonimbo (mayor longitud y posible mayor multiplicidad) o del centro inferior (menor longitud y posible menor multiplicidad). En ese sentido, parece que los primeros se producirían fundamentalmente en la fase de disipación del cumulonimbo, mientras que los

segundos en la fase de madurez. Esto podría justificar el mínimo de multiplicidad durante la tarde y la tendencia a aumentar durante la noche y madrugada.

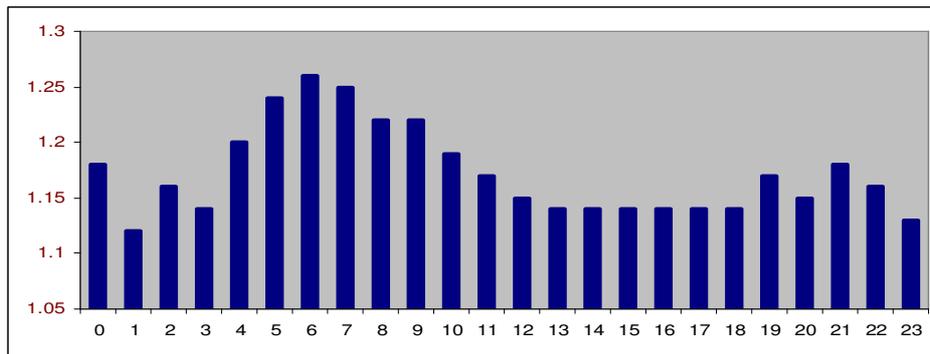


Fig.32 Distribución horaria de la multiplicidad de los rayos positivos.

Al analizar la distribución espacial de la multiplicidad (fig. 33), vemos que la multiplicidad máxima se da en el Sistema Ibérico (2.4), Cordillera Cantábrica Occidental, NE de la región y este del Sistema Central, y de forma aislada en otros puntos del centro. Es mínima en general en la zona media del Sistema Central y la zona centro. Esta distribución está condicionada fundamentalmente por la distribución de rayos positivos y negativos, ya que los primeros tienen menor multiplicidad.

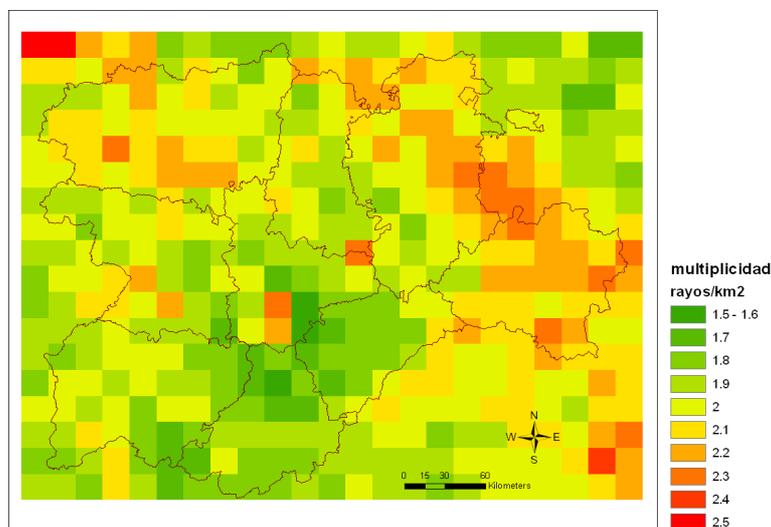
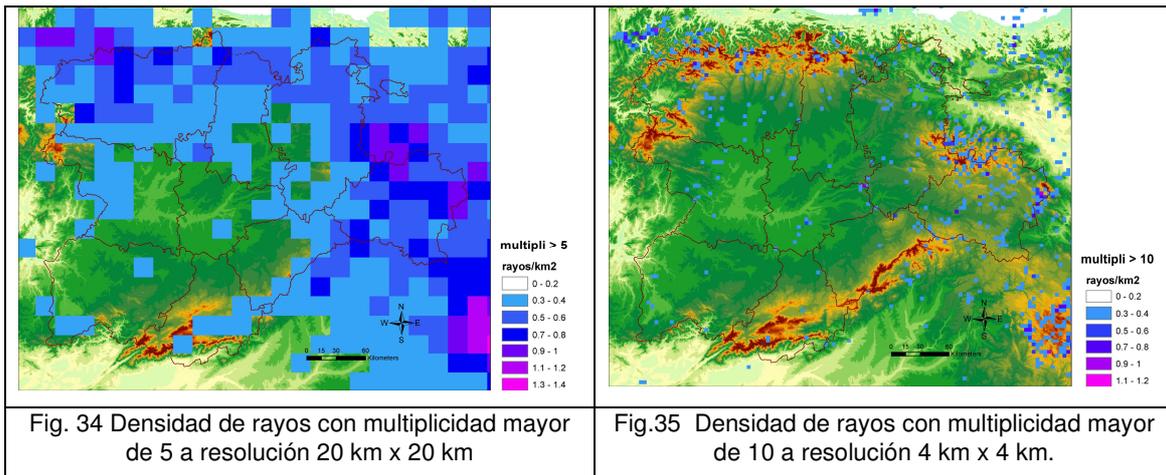


Fig. 33 Análisis espacial de la multiplicidad media

A una resolución 20 km x 20 km, (fig. 34) la densidad de rayos con multiplicidad mayor de 5 es significativa en el norte y este. A mayor resolución (4 km x 4 km), considerando los rayos con multiplicidad mayor de 10, la densidad mayor se da en puntos aislados del Ibérico y de la Cordillera Cantábrica (fig. 35)



2.4.3.3 Intensidad de corriente

La media (mediana) de la intensidad máxima (intensidad de pico) de la primera descarga es mayor para los rayos positivos 29.9 kA (18.1 kA) que para los negativos, 17.7 kA (13.8 kA). Estos valores son bastante inferiores a los obtenidos para la península ibérica en el periodo 1992-2001 por Rivas *et al.*, (2005). Los valores más bajos se dan en los meses centrales del año (fig. 36).

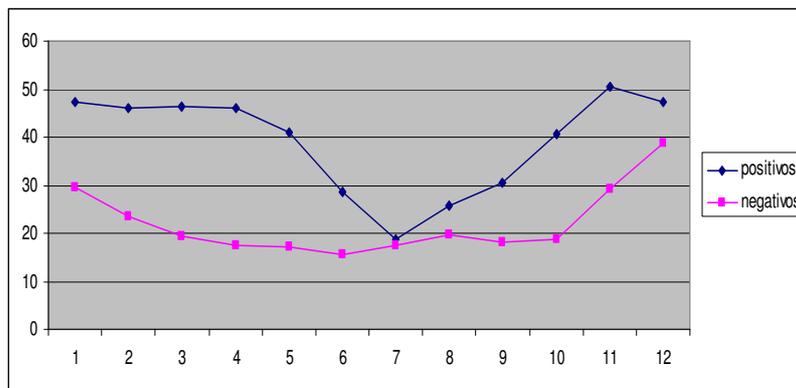


Fig.36 Evolución mensual del valor medio de intensidad de la primera descarga en kA (valor absoluto) en Castilla y León (2000-2010)

Al comparar estos valores con los obtenidos por Rivas *et al.*, (2005) para el conjunto peninsular (fig. 37) se observa cómo si bien la distribución mensual de la intensidad de pico para los rayos negativos es similar, con máximos a principios y finales del año, la de los positivos difiere, ya que en Castilla y León el mínimo anual, muy pronunciado, es en julio, aumentando rápidamente en agosto, mientras que a nivel peninsular, de marzo a septiembre la intensidad baja de forma sostenida. Estas diferencias podrían ser atribuibles a los cambios en la eficiencia de detección de la red en la década de los 90. También podría existir alguna

justificación de carácter meteorológico, como el desfase temporal entre el máximo de la convección estival del centro peninsular y el máximo de la convección mediterránea. Aunque teniendo en cuenta lo comentado para el caso de la multiplicidad, probablemente el mínimo estival, independientemente del desfase en la convección mencionado, se deba a las descargas intranube y nube-nube, de intensidades débiles y más frecuentes en verano.

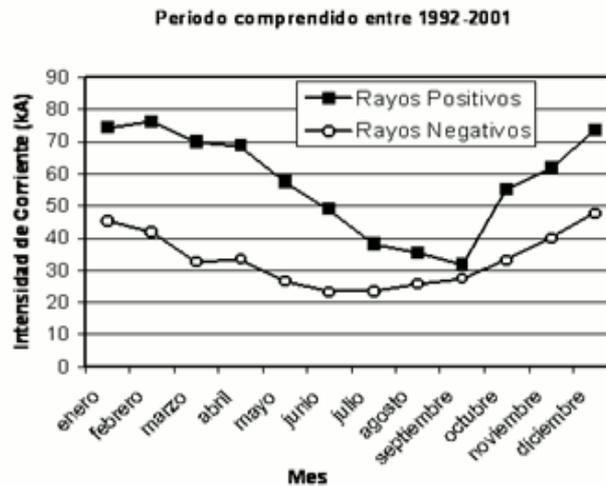


Fig. 37 Evolución mensual del valor medio de intensidad de la primera descarga en kA (valor absoluto) en España 1992-2001 (Fuente: Rivas *et al.*, año 2005)

La intensidad máxima absoluta para los rayos positivos (fig. 38) aumenta gradualmente desde enero hasta junio, disminuyendo de forma casi sostenida hasta diciembre. La distribución para los rayos negativos presenta más oscilaciones a lo largo del año.

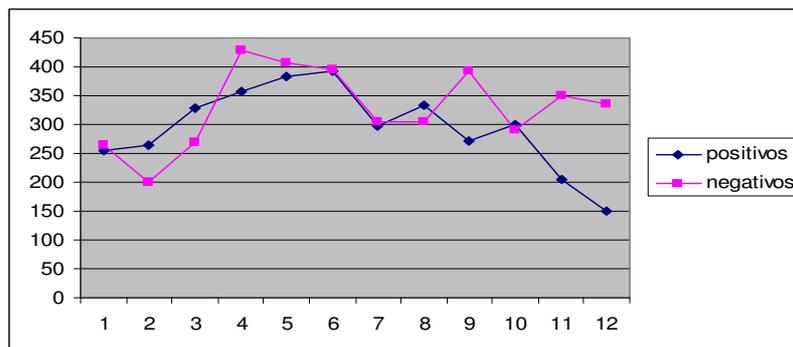


Fig. 38 Evolución mensual de la Intensidad máxima absoluta de la primera descarga (kA) (valor absoluto)

Al hacer la comparación mensual de la mediana de la intensidad de pico de la primera descarga para los rayos positivos y negativos (fig. 39), vemos que más del 50% de los rayos positivos tienen intensidad inferior a 15 kA en los meses de julio y agosto. En concreto, en julio, el 66% de los rayos tiene intensidad inferior a 15 kA, el 57% inferior a 10 kA y el 28% inferior a 5 kA. Esto nos hace pensar de nuevo que gran parte de los rayos positivos de este mes pudieran ser descargas intranube o nube-nube, de acuerdo a lo anteriormente discutido.

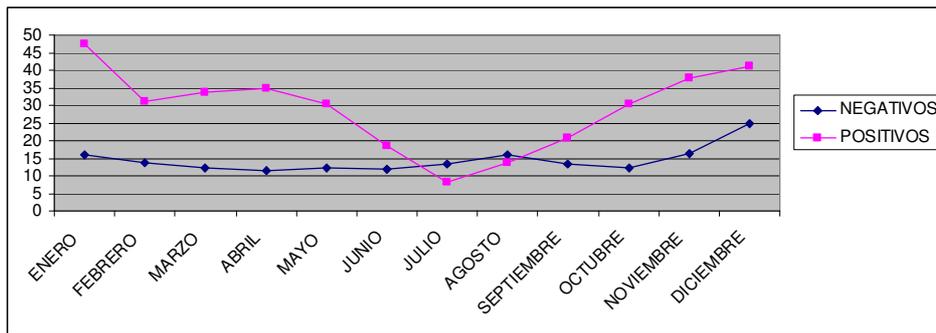


Fig.39 Evolución mensual de la mediana de la intensidad de pico (kA) de los rayos por meses.

En la evolución anual de la intensidad media para todos los rayos anuales (positivos y negativos), vemos en la figura 40 que en el periodo 2004-2006 hay un mínimo para ambos tipos de rayos. Como aparentemente no se produjeron cambios significativos en la eficiencia de detección de la red, no encontramos justificación a este hecho, más que la propia variabilidad del clima. De hecho, la intensidad media de rayos positivos en la década 1992-2001 (Rivas *et al.*, 2005) converge a unos valores entorno a 20 kA desde unos valores de partida de 50 kA, debido a los cambios en la red, que permite una mayor sensibilidad a las descargas positivas, pero esta circunstancia no se da en la serie 2000-2010.

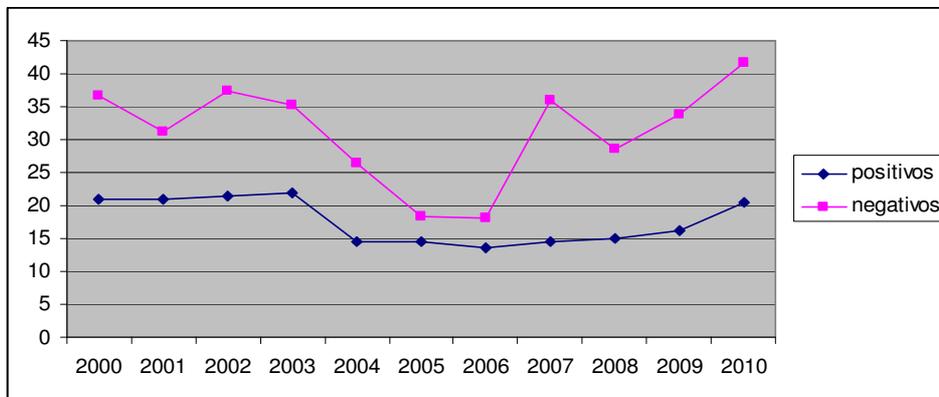


Fig. 40 Intensidad media (kA) de los rayos positivos y negativos para el periodo 2000-2010

En la figura 41 vemos el histograma de la intensidad de pico. Existe una gran proporción de rayos con intensidad igual o inferior a 10 kA (21 % de los negativos y 35 % positivos). En el intervalo entre 10 y 20 kA, encontramos el mayor número de rayos negativos, un 42%, seguido del intervalo entre 0-10 kA, con un 32% de los rayos negativos. Para mayores intensidades, el porcentaje disminuye de forma sostenida según aumenta la intensidad. Respecto a los rayos positivos, un 32% de ellos presentan intensidades entre 0-10 kA, descendiendo este porcentaje de forma sostenida según aumenta la intensidad.

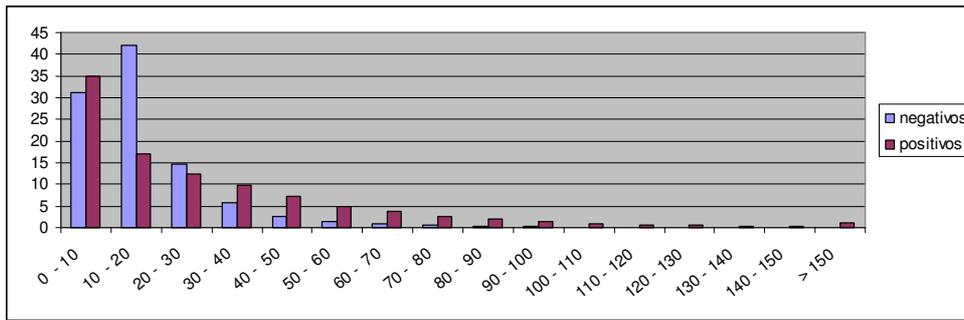


Fig.41 Porcentaje (%) de rayos según rango de intensidad de pico (kA)

Si sumamos la intensidad de pico de la primera descarga de todos los rayos negativos del periodo 2000-2010 dentro de cada celdilla y promediamos para los 11 años (fig. 42), vemos como el valor absoluto es muy bajo en el centro de la región, creciendo de forma concéntrica hasta valores muy altos en las zonas de montaña de la Cordillera Cantábrica y Sistema Ibérico, siendo valores altos en el Sistema Central, Sanabria, norte de la provincia de Burgos y resto de la provincia de Soria. Si procedemos igual con los rayos positivos (fig. 43), los valores mínimos se dan en todo el tercio oeste de la región, siendo máximo en la provincia de Soria, al norte del Sistema Central y norte y este de la provincia de Burgos.

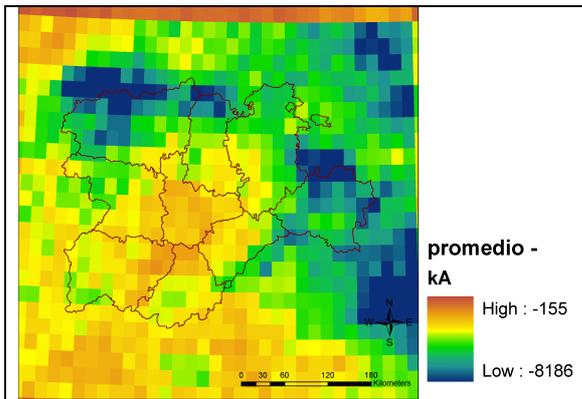


Fig. 42 Suma de intensidad de pico (kA) de rayos negativos (promedio 2000-2010)

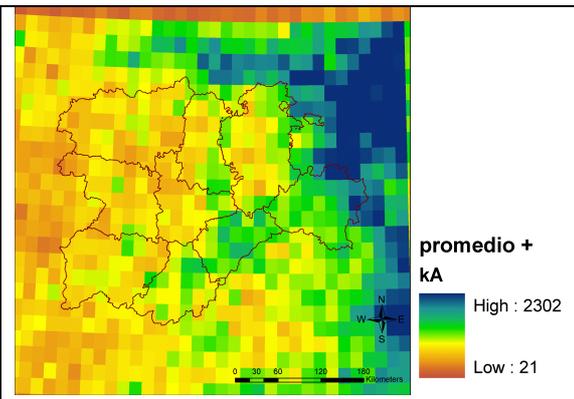


Fig.43 Suma de intensidad de pico (kA) de rayos positivos (promedio 2000-2010)

Nos ha parecido adecuado, una vez realizada la descriptiva temporal y espacial de los rayos habidos sobre Castilla y León durante el periodo 2000-2010, estudiar tres aspectos relevantes relacionados con la actividad eléctrica de la región, como son el número diario de tormentas, la relación con la altitud y las características de los suelos (cobertura vegetal y geomorfología). De este último aspecto, no existen apenas estudios previos, tanto en nuestra zona de estudio como en otros lugares del planeta.

2.4.4 Número de días de tormenta

El número de días de tormenta se calcula contando para cada mes el número de días en que se ha producido al menos una tormenta en la comunidad (2 ó más rayos), y promediando para los 11 años de estudio. El valor medio anual obtenido es de 103 días de tormenta para toda la región. La distribución media mensual (fig. 44) presenta un máximo en los meses de mayo y junio entorno a 16 días, y un mínimo de 2 días en diciembre. Respecto a la distribución espacial (fig. 45), el máximo se encuentra en la provincia de Soria, con valores entorno a 25 días de tormenta anuales en las zonas de montaña, seguido por la Cantábrica de León y Palencia junto al este del Sistema Central, con valores entorno a 20. El mínimo se da en las zonas no montañosas del SW de la región, con valores entorno a 10 tormentas al año.

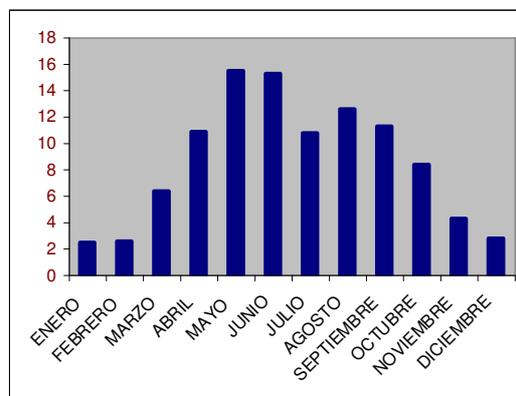


Fig.44 Distribución mensual de días de tormenta en Castilla y León.

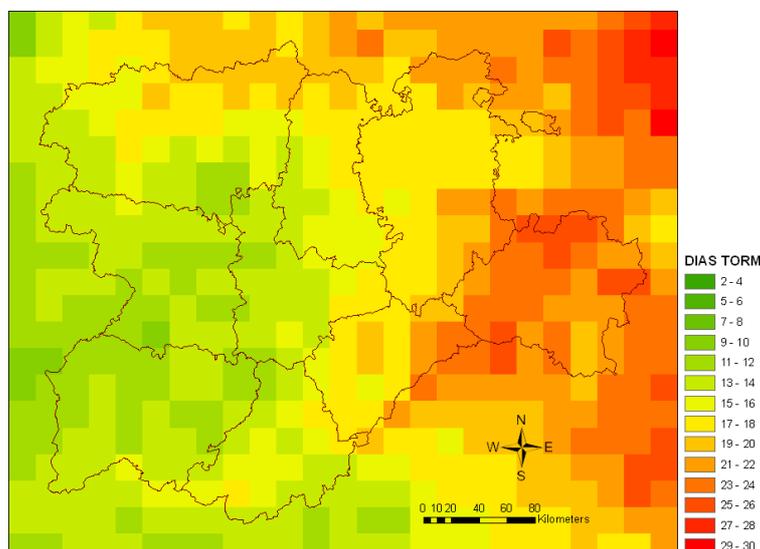


Fig 45 Número de días de tormenta por año a resolución 20 km x 20 km.

Sin embargo, si queremos conocer con más detalle la actividad cerámica en determinadas localidades, quizás sea más apropiado bajar de escala, y utilizar una resolución de 4 km x 4 km (fig. 46) en vez de la habitual de 20 km x 20 km. De esta forma, la actividad cerámica disminuye notablemente, así el mínimo se daría en localidades de la zona centro con

valores inferiores a 1 tormenta anual de media, frente al máximo que se daría en puntos del Sistema Ibérico de Soria, con 10 días de tormenta anuales. Incluso a resolución 2 km x 2 km existen algunas localidades del NE de la provincia de Salamanca que sólo han registrado 1 día de tormenta en los 11 años analizados, siendo el valor máximo de 4 días anuales en el norte de la provincia de Soria.

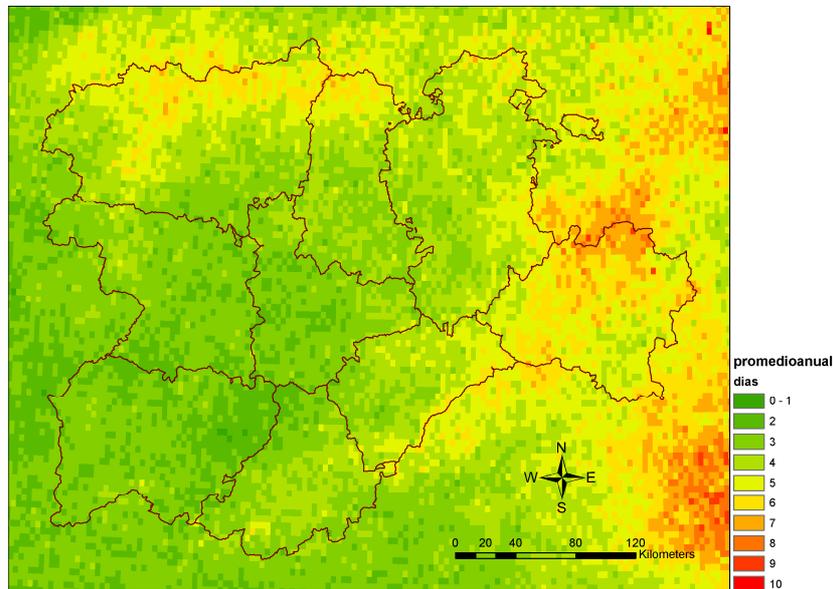


Figura 46. Número de días de tormenta anual a resolución 4 km x 4 km

Teniendo en cuenta el número de días de tormenta mensual en Castilla y León y los rayos mensuales, podemos ver el número medio de rayos por día de tormenta (fig. 47). Así observamos que en promedio, los días tormentosos de julio son los que tienen un mayor valor promedio de rayos, próximo a 900 rayos por día de tormenta. Le siguen agosto, septiembre, junio, y mayo en ese orden, con más de 500 rayos por día de tormenta. Abril y octubre dan un promedio de unos 140 rayos por día de tormenta. El resto de los meses tienen un promedio inferior a 50 rayos por día de tormenta. Así pues, de forma general, los días tormentosos de julio son lo que presentan mayor actividad eléctrica, aunque no hay que olvidar el carácter altamente episódico de los rayos en Castilla y León.

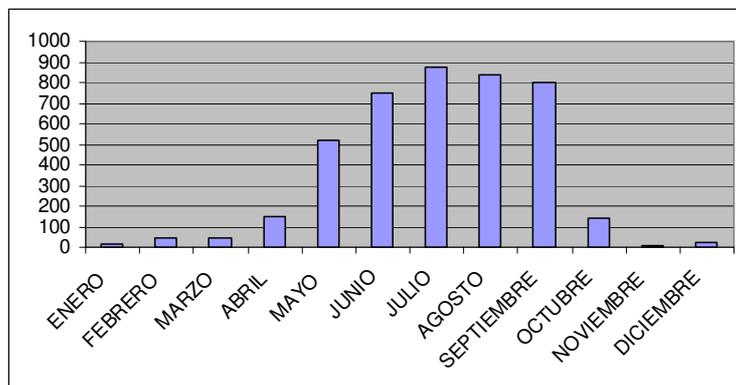


Figura 47. Distribución mensual del número medio de rayos por día de tormenta

Si dividimos la densidad media anual de rayos (número de rayos por km²) por el número medio de días de tormenta anual (numero de días de tormenta en cada cuadrícula), obtenemos el número promedio de rayos por día de tormenta y km² en cada cuadrícula (fig. 48). Observamos cómo este valor es alto en el NW de León, indicando que en la Cordillera Cantábrica de León (también en los Montes de León, Cordillera Cantábrica de Palencia e Ibérico), las tormentas tienen asociadas mayor número de rayos que por ejemplo la zona centro, y se podría concluir que existe una mayor persistencia y/o severidad de las tormentas en estas zonas. Sin embargo, se puede dar la circunstancia de una cuadrícula con gran cantidad de rayos y de número de días de tormenta, dando el cociente un valor bajo. Aunque la densidad de rayos es similar en la Cordillera Cantábrica y el Sistema Ibérico, se observa que el número de días de tormenta en la Cordillera Cantábrica es menor que en el Sistema Ibérico, concluyendo que las tormentas en la Cordillera Cantábrica son las más eficientes en cuanto a producción de rayos.

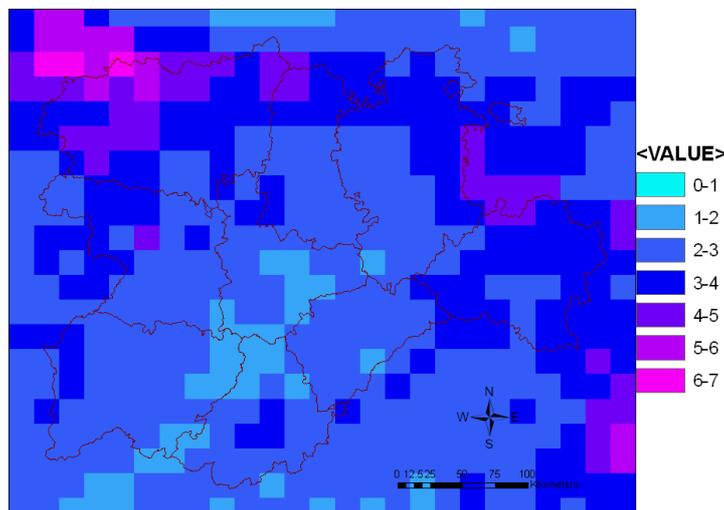


Fig. 48 Rayos por día de tormenta y km² a resolución 20 km x 20 km.

2.4.5 Rayos vs altitud

Para estudiar la relación entre los rayos y la altitud, asignamos a cada rayo su altitud, utilizando la base digital de terreno a resolución 50 m. Al representar la densidad de rayos por rango de altitud (fig. 49), se observa el incremento de la densidad de rayos con la altitud, excepto en los extremos de la distribución. Hay que tener en cuenta las especiales características topográficas de la zona de estudio, por lo que es necesario ponderar teniendo en cuenta el área de cada intervalo de altitud.

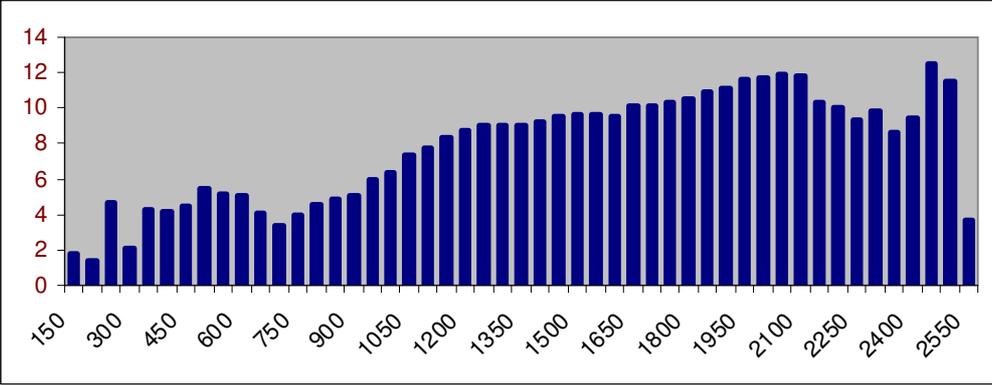


Fig. 49 Densidad de rayos (rayos/km²) por rango altitud (2000-2010)

De esta forma, si ponderamos la densidad por el área y los rayos totales, se observa la predisposición del terreno elevado a partir de 1000 m (valor superior a 1) para recibir descargas (fig. 50).

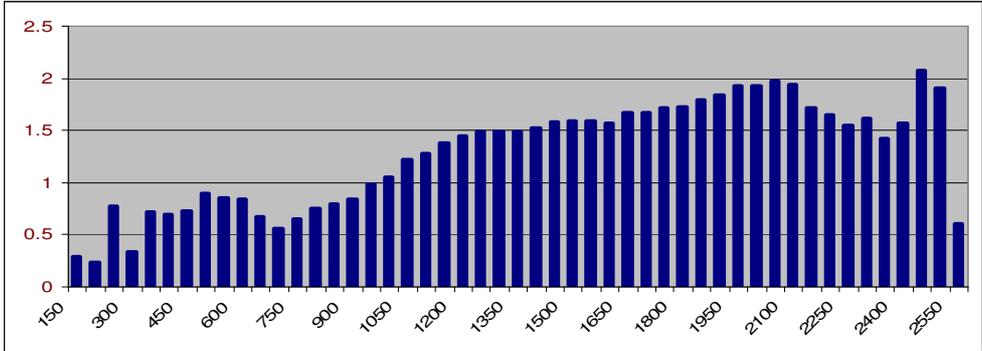


Fig.50 Densidad de rayos (rayos/km²) ponderada por el área total y rayos totales, según altitudes.

Respecto a la evolución mensual (fig. 51), la altitud media de los rayos, teniendo en cuenta la época de actividad intensa (abril a octubre) aumenta gradualmente hasta alcanzar su máximo en julio y agosto, decreciendo en adelante.

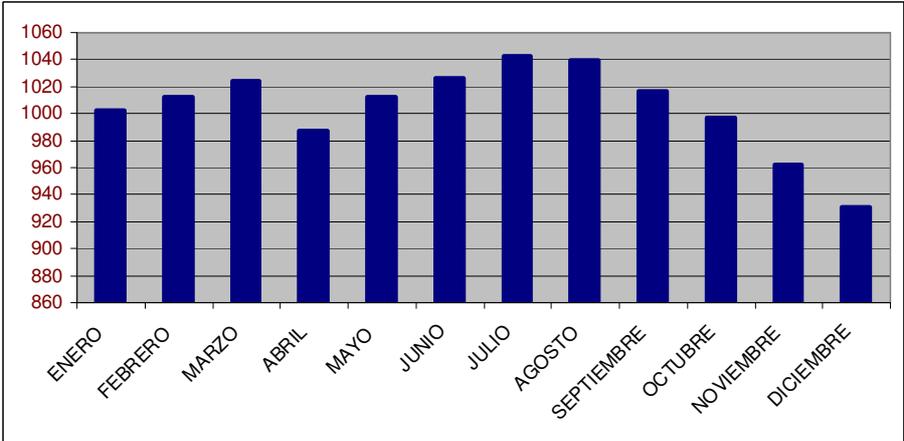


Fig.51 Distribución mensual de la altitud media (metros) de los rayos.

Esto podría dar idea de que la convección estival se desarrolla fundamentalmente en zonas montañosas, efecto que se manifiesta también al tener en cuenta la altitud de los rayos según la hora del día (más alta en las horas centrales del día, correspondiendo con el inicio de las tormentas en zonas montañosas). El mínimo de diciembre podría estar asociado a la escasez de descargas, irregularmente distribuidas. El de abril, se debe a la mayor relevancia del factor dinámico sobre el térmico, estando asociada la convección fundamentalmente al paso de frentes y perturbaciones.

Al considerar la evolución horaria de la altitud de los rayos totales (fig. 52), vemos que el máximo se produce en las horas centrales del día, de 11 UTC a 13 UTC, coincidiendo con el inicio de la convección estival en tormentas de masa de aire, que suelen originarse en zonas de montaña. La altitud media de los rayos al discriminar entre positivos y negativos, es similar (fig. 53), aunque en las horas centrales del día la altitud de los negativos es superior a la de los positivos. Esto también confirma que el inicio de la convección estival suele ocurrir con más frecuencia a mediodía y en las montañas, ya que en la fase inicial de las tormentas predominan las descargas negativas.

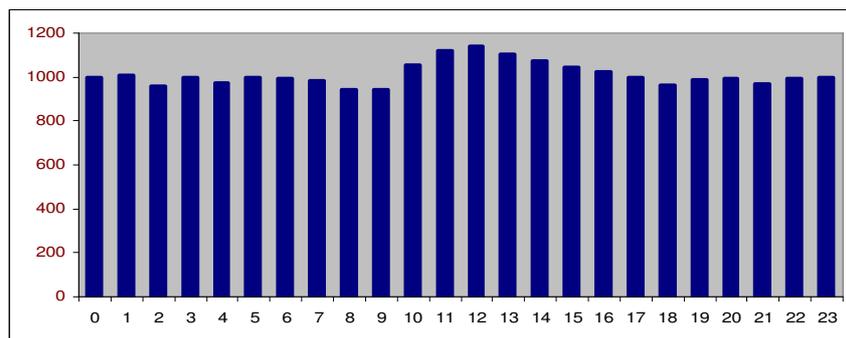


Fig.52 Altitud media (metros) de los rayos por intervalos horarios (hora UTC).

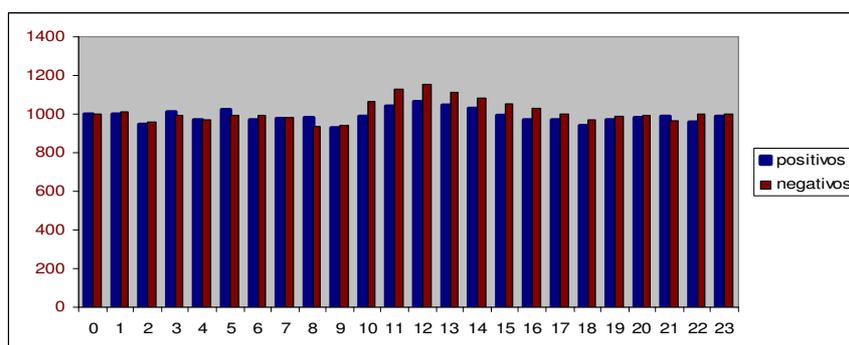


Fig.53 Altitud media (metros) de rayos positivos y negativos por intervalos horarios (hora UTC).

Finalmente hemos realizado un ajuste por mínimos cuadrados para ver la relación de los rayos respecto a la altitud, obteniéndose un ajuste no muy bueno, con coeficiente de correlación de 0.67 (fig. 54). Pero si tenemos en cuenta la pequeña área que corresponde a las

zonas muy bajas y muy altas (extremos de la distribución) de Castilla y León, y eliminamos dichos datos, el ajuste mejora notablemente, con un coeficiente de correlación de 0.94 (figura 55).

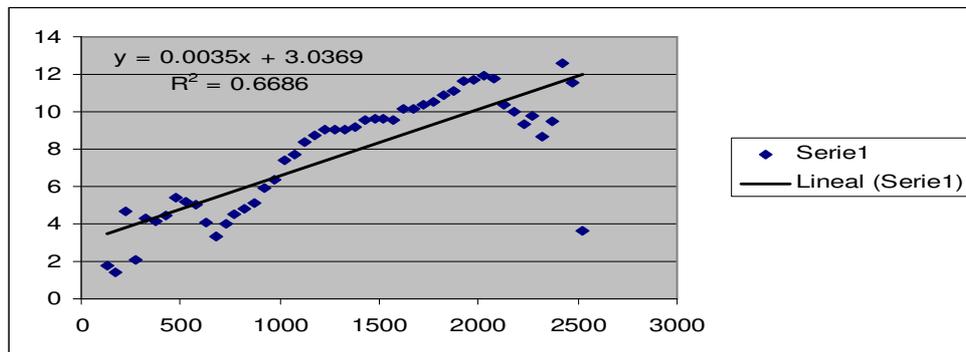


Fig.54 Recta de ajuste por mínimos cuadrados para la serie total. Eje y: densidad de rayos (rayos/km²); Eje x: altitud (m)

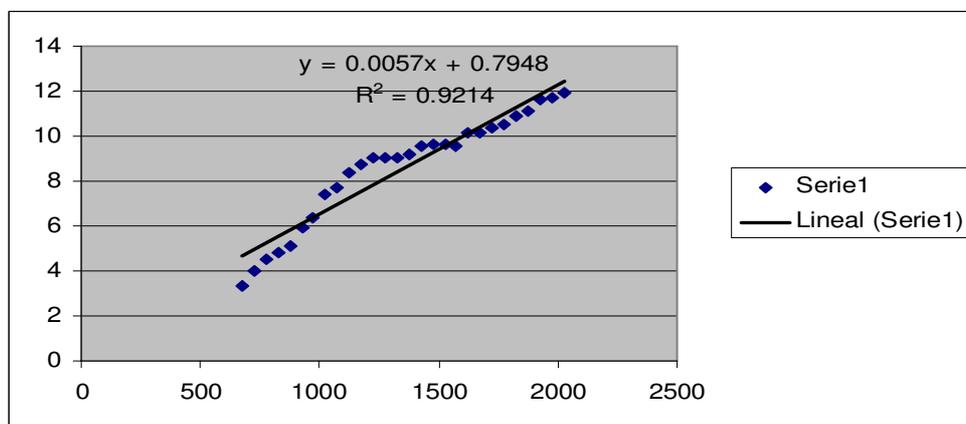


Fig. 55 Recta de ajuste por mínimos cuadrados para la serie sin extremos. Eje y: densidad de rayos (rayos/km²); Eje x: altitud (m)

2.4.6 Rayos vs usos de suelo

Aunque en la bibliografía consultada no tenemos constancia de que la relación entre los rayos y los diferentes usos del suelo haya sido analizada previamente, más allá de trabajos poco concluyentes y limitados a aspectos parciales de los usos del suelo, incluimos este apartado para abrir esta línea de investigación, que consideramos importante. La transferencia de energía en la superficie terrestre se ve condicionada por el tipo de superficie que la cubre, debido a las diferentes características de la superficie, como el coeficiente de fricción, albedo, capacidad calorífica ó humedad, pudiendo afectar a la convección (Chagnon y Semonin (1979); Rabin *et al.*, (1990). Esta influencia es analizada por Clodman y Chisholm (1996) en la region de Ontario (EE.UU.), distinguiendo entre zonas de bajo uso agrícola y uso medio-alto. La densidad de rayos, para el periodo 1989-1991 es 0.99 rayos/km² en la zona agrícola y 0.30 rayos/ km² en la zona no agrícola, que supone una proporción de 3.3 a 1.

Para este apartado utilizaremos la capa raster Corine Land Cover de usos del suelo en Castilla y León, que distingue 13 tipos de usos del suelo, analizando la densidad de rayos para cada uno de ellos. Para que el estudio sea válido, los datos de rayos se depuran nuevamente, considerando sólo los de alta calidad y mayor precisión, quedando la base de datos original reducida a 367714 rayos. Los valores utilizados para este filtrado son $\chi^2 < 3$, y elipses de error (mayor y menor) inferiores a 1 km y 0.5 km respectivamente. Una prueba de la calidad de esta base de datos es que la proporción de rayos positivos es del 7%, que retomando la discusión anterior sobre la idoneidad de filtrar de la base de datos los rayos positivos de intensidad inferior a 15 kA, con objeto de eliminar las posibles descargas IC, en este caso parece menos necesario. En esta base de datos de alta calidad, un 23% de los rayos positivos tienen intensidad inferior a 15 kA, y un 3% inferior a 5 kA, frente a un 44% y un 14% respectivamente en la base de datos utilizada para la estadística general.

El resultado del análisis (fig. 56) nos permite ver que en Castilla y León, teniendo en cuenta los 11 años analizados, la mayor densidad de rayos anualmente se da en espacios abiertos (0.56 rayos/km²), seguido de zonas de bosques (0.48 rayos/km²) y zonas mineras (0.47 rayos/km²). La menor densidad, en zonas de cultivos permanentes y superficies de agua (0.31 rayos/km²).

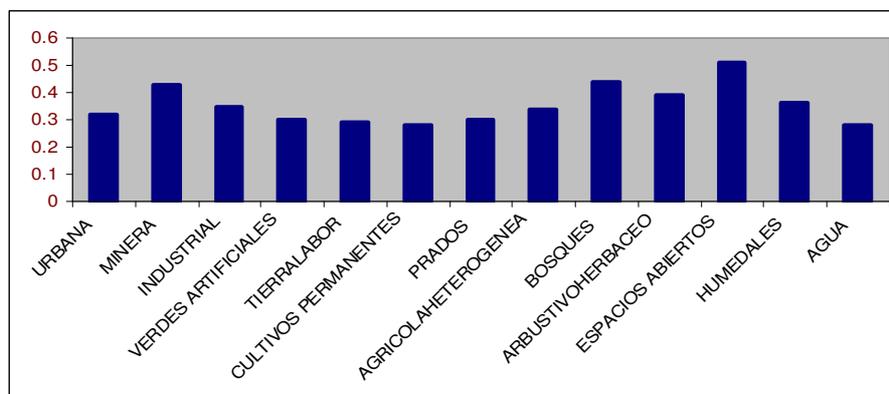


Fig. 56 Densidad anual (rayos/km²) de rayos por uso de suelo (2000-2010)

Si ponderamos por el área total y el número de rayos total, podemos ver la predisposición (valor superior a 1) para recibir descargas de cada tipo de terreno sin estar condicionado por su extensión. Vemos que los espacios abiertos, los bosques y las zonas mineras son las que tienen mayor predisposición (fig. 57). Las superficies de agua y las zonas de cultivos permanentes y tierras de labor serían las menos predisuestas.

Si tuviéramos en cuenta el efecto de la altitud media de cada zona a la hora de ponderar (fig. 58), la predisposición variaría significativamente, siendo las zonas mineras, industriales y bosques las más predisuestas. La menor predisposición sería la de los prados y

zonas verdes artificiales, donde el valor es inferior a 1. Hay que tener en cuenta que consideramos la altitud media de cada zona, y en ocasiones el rango de altitud es elevado.

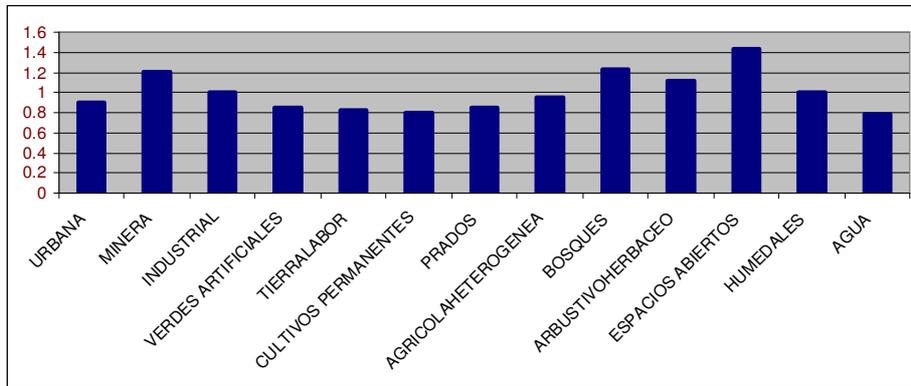


Fig. 57 Densidad de rayos anual según usos del suelo ponderada por el área y número de rayos total (valor superior a 1, predisposición)

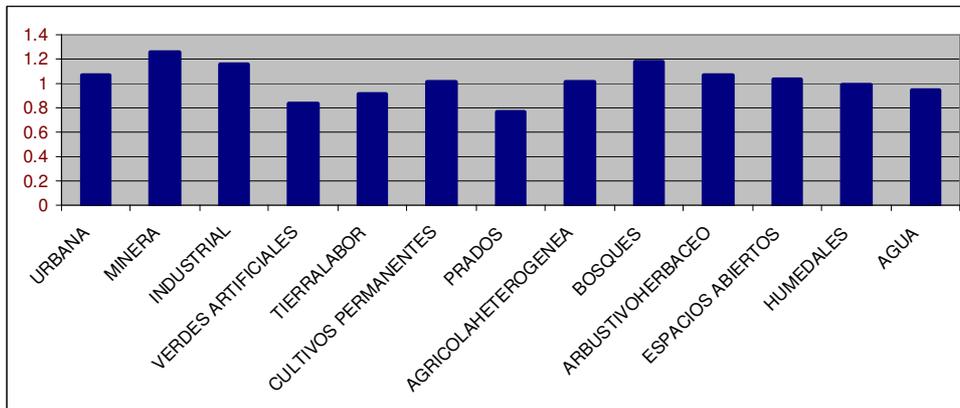


Fig. 58. Densidad de rayos ponderada por área y número de rayos total y altitud media (valor superior a 1, predisposición).

Respecto al porcentaje de rayos positivos frente al total (fig. 59), el mayor porcentaje se da en zonas de humedales (10.3%), y el menor en zonas de espacios abiertos (4.7%) y zonas verdes artificiales (4.4%)

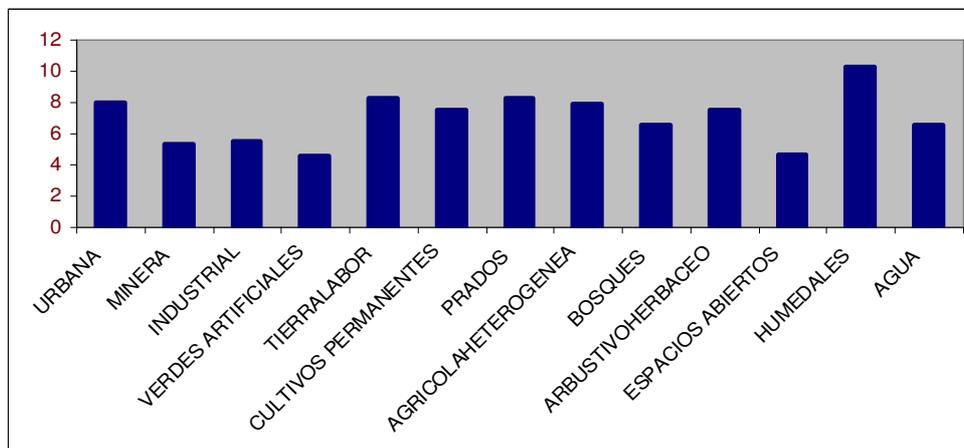


Fig. 59 Porcentaje (%) de rayos positivos respecto al total por usos de suelo

Considerando la densidad de rayos positivos, una vez ponderada por área y por altitud, los usos del suelo más predispuestos a recibir descargas positivas son los humedales y zonas urbanas. Curiosamente, las zonas mineras, no muestran predisposición (fig. 60).

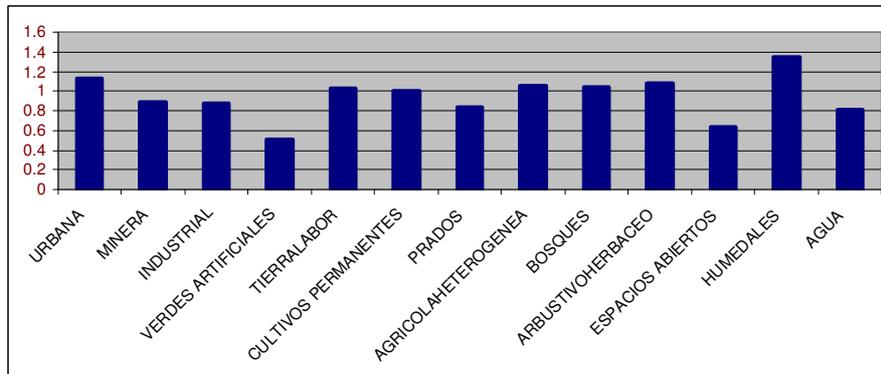


Fig.60 Densidad de rayos positivos respecto al total por usos de suelo ponderado por área y altitud.

2.4.7 Rayos vs tipos de suelo

Como se ha comentado anteriormente, en la bibliografía consultada no se hallan referencias a la relación de los rayos con los tipos de suelo. Utilizaremos la capa raster Corine Land Cover de tipos de suelo en Castilla y León, que distingue 17 tipos de suelo principales, analizando la densidad de rayos en el periodo de 11 años para cada uno de ellos. También realizaremos una ponderación por la superficie y altitud media de las zonas de estudio. Es necesario decir que no somos expertos en temas referentes a tipos de suelo, por lo que en un futuro será necesario un estudio interdisciplinar, para poder interpretar correctamente los resultados.

La densidad (fig. 61) es alta en terrenos de Podzol, con valores de 0.83 rayos por km² y año, siendo también significativa (superior a 0,45 rayos/km² y año) en las Rendsinas, los Phaeozems y Rankers.

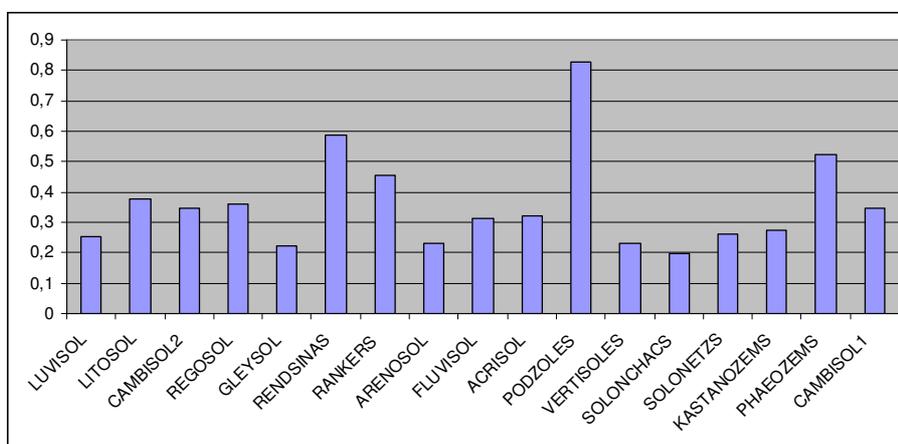


Fig. 61. Densidad anual de rayos (rayos/km²) según tipo de suelo

Si ponderamos por la superficie, la predisposición continúa siendo notoria en los tipos de suelo señalados (fig. 62)

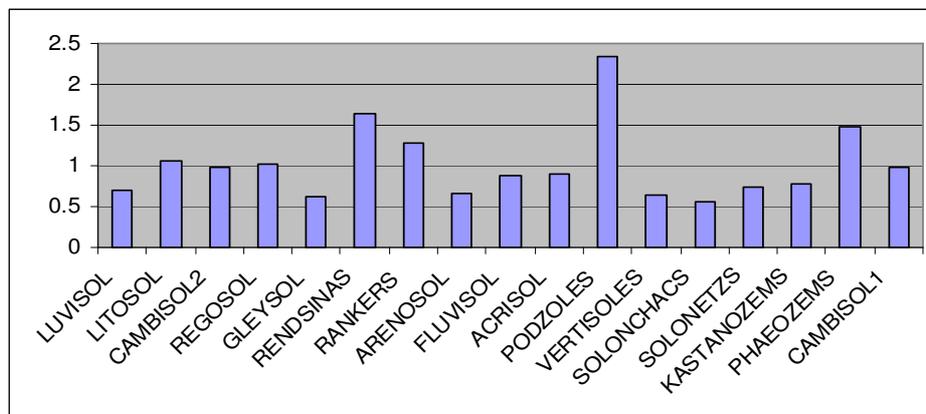


Fig. 62 Densidad rayos ponderada según tipo de suelo (rayos 2000-2010)

En una primera aproximación por comprender el fenómeno, podemos decir que en el caso de los Podzoles, la alta predisposición para recibir rayos podría ser debida a la incorporación en estos suelos de materia orgánica y por el porcentaje elevado de saturación con bases en la capa superficial que muestran, así como por la acumulación de humus orgánico y/o óxidos de hierro y/o de aluminio en el horizonte. El valor alto observado en las Rendsinas, más que por las características propias del suelo, se podría justificar por la mayor colonización vegetal de estos suelos, preferentemente si es dispersa, y la consecuente mayor humedad. Respecto a los Phaeozems, la incorporación de materia orgánica de manera intensiva con la consiguiente humificación y mecanización del suelo, podría justificar el valor relativamente alto de densidad de rayos. Finalmente, los valores relativamente altos en Rankers se deberían al hecho de que al desarrollarse sobre rocas siliciclásticas, como areniscas, cuarcitas, granitos, gneises, etc, podrían contener en su composición e, incluso, en la capa de meteorización de la roca madre, concentrados de metales como el hierro.

Si se pondera por la altitud de las zonas (fig. 63), Rendsinas, Podzoles y Phaeozems continúan mostrando una predisposición alta. Los Rankers no ofrecen ninguna predisposición especial, apareciendo otros tipos de suelo que sí la tienen, como los Regosoles, Fluvisoles, Acrisoles, Kastanozems y Cambisoles de tipo 1. Los Gleysoles y los Solonchacs, por el contrario, muestran una predisposición muy baja, consecuencia probablemente de la saturación con agua freática en los primeros y paradójicamente, por la alta conductividad eléctrica en los segundos. De nuevo, insistir en que para cada tipo de suelo, en ocasiones, el rango de altitud es elevado. Las Rendzinas poseen un color oscuro, que podría favorecer el calentamiento diferencial por radiación solar con respecto a otras zonas y, por tanto, la formación de cumulonimbos locales.

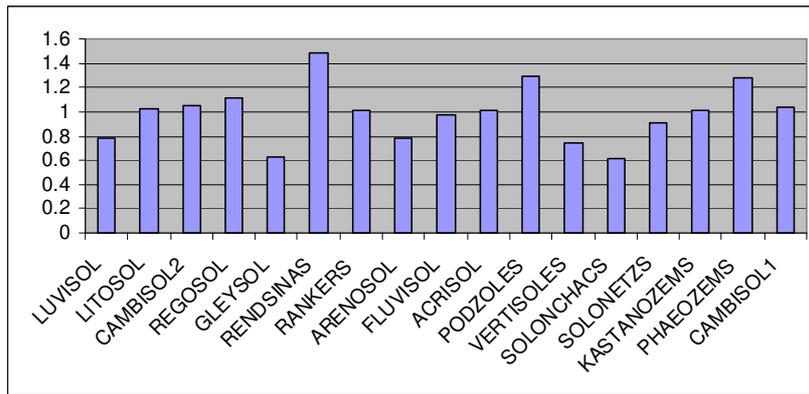


Fig. 63. Densidad de rayos ponderada por área y altitud

El porcentaje de rayos positivos (fig. 64) es elevado en suelos de tipo Solonchac (17%), debido a que son suelos salinos, acumulándose iones sodio y cloruro, que determinan una conductividad eléctrica muy alta. El porcentaje es bajo en suelos Phaeozems (2%), por la incorporación de materia orgánica y su alto porcentaje de saturación con bases en la capa superficial.

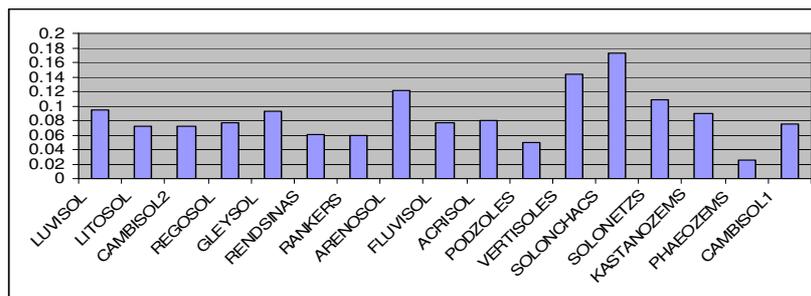


Fig. 64 Tasa de rayos positivos respecto al total, según tipo de suelo

Respecto a la densidad de rayos positivos (fig. 65), una vez ponderada por área y altitud, se observa que los tipos de suelo más predispuestos a descargas positivas son los Vertisoles, quizás debido a la capacidad elevada de intercambio catiónico y una retención alta de la humedad, y en los Solonchacs y Solonetzcs con una conductividad eléctrica muy elevada. La predisposición es muy baja para los Phaeozems, por las causas apuntadas anteriormente.

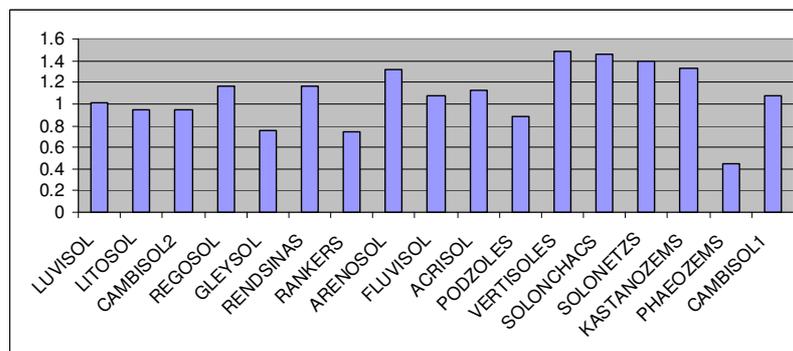


Fig. 65 Densidad de rayos positivos ponderada por área y altitud de cada zona

CAPITULO 3. TORMENTAS SEVERAS SOBRE CASTILLA Y LEÓN

En este capítulo vamos a describir las características comunes de los episodios de tormentas severas desde el punto de vista eléctrico en Castilla y León, obteniendo una clasificación de los episodios a partir de las características emanadas de patrones sinópticos detectados. Para cada patrón propuesto hemos seleccionado un episodio que por sus características desde el punto de vista de imágenes de satélite, datos de observatorios y radar y/o descargas eléctricas presenta indicios de severidad. Previamente discutiremos el concepto de tormenta severa desde el punto de vista eléctrico atmosférico, que sin duda es aquella que produce gran número de descargas, como la que se puede observar en la figura 66.



Fig.66 Tormenta eléctrica severa. Fuente: NOAA Photo Library,

3.1 CARACTERIZACIÓN SINÓPTICA DE EPISODIOS DE TORMENTAS SEVERAS DESDE EL PUNTO DE VISTA DE LA ACTIVIDAD ELÉCTRICA

Los estudios sobre episodios ocurridos de fenómenos meteorológicos de gran adversidad o impacto, generalmente con repercusión mediática, tienen como punto de partida un análisis de la situación sinóptica. Estos episodios, que en la terminología inglesa se denominan “outbreaks”, abarcan gran número de los fenómenos adversos sobre una determinada región (Galway, 1977), aunque su frecuencia es muy pequeña. Constituyen fuente de estudios exhaustivos, con la esperanza de que si el patrón sinóptico se vuelve a repetir, seamos capaces de anticipar sus efectos adversos. Miller (1972), fue uno de los investigadores pioneros, desarrollando modelos conceptuales basados en características sinópticas.

La climatología sinóptica, orientada a determinar patrones sinópticos que producen un determinado tipo de tiempo ha sido una herramienta eficaz para los predictores operativos

durante muchos años, antes del fuerte desarrollo de los modelos numéricos y las aportaciones al conocimiento que han supuesto la mejora de la red de observación (densidad de la red de observación en superficie, radares, satélites, etc...) y las campañas de investigación. En los últimos 15 años, el enfoque para la predicción de fenómenos adversos está orientado a una metodología basada en ingredientes (Doswell *et al.*, 1997). De esa forma, si conocemos los ingredientes necesarios para el desarrollo de tormentas severas, podemos sospechar el acaecimiento de las mismas en varios tipos de patrones sinópticos, no en un sólo patrón sinóptico. Además debemos añadir la dificultad que supone que los patrones sinópticos para tormentas severas de granizo no tienen necesariamente que ser los mismos que los de las tormentas que generan vientos extremos, o gran actividad eléctrica.

No hay que olvidar los factores mesoescalares, ya que mientras el flujo a gran escala establece las condiciones ambientales favorables para las tormentas severas, los procesos a mesoescala inician la convección, afectan a su evolución e influyen en el entorno (Johnson y Mapes, 2001). Dentro de estos procesos a mesoescala podemos distinguir entre los que “precondicionan” y los que “disparan” la convección (Newton, 1963). Entre los primeros, que en suma contribuyen a la inestabilidad del ambiente, se encuentran por ejemplo, una vaguada en niveles medios-altos que se aproxima, advección diferencial de vorticidad, chorros a bajo nivel; entre los segundos, frentes, cúpulas frías asociadas al frente de racha, líneas secas y la topografía. Johnson y Mapes (2001) realizan una pormenorizada lista de procesos “precondicionantes” y de “disparo”, que dividen en locales, advectivos y dinámicos, pudiendo ser algunos factores precondicionantes y/o de disparo, en según qué circunstancias. También son importantes los propios efectos que las tormentas provocan en el ambiente que les rodea, como la regeneración de células convectivas por los frentes de racha o cúpulas frías, o la capacidad de autoorganización, que afectan a las supercélulas en su evolución y propagación.

Desde nuestra experiencia en predicción a lo largo de los años, y con los resultados obtenidos de este trabajo, creemos que los mecanismos mesoescalares que “disparan” las tormentas en Castilla y León son fundamentalmente los efectos orográficos, como el ascenso forzado de masas potencialmente inestables por flujo perpendicular a una montaña (incluyendo las ondas orográficas) y sobre todo la convergencia de brisas de valle (Banta, 1990), así como las fronteras de humedad y líneas de convergencia en zonas llanas, todo ello unido a unas condiciones de fuerte inestabilidad y moderada humedad, en un ambiente sinóptico que presenta alguna perturbación dinámica en niveles medios. El carácter multicelular predominante de las tormentas en nuestra zona de estudio, hace pensar también en el fundamental papel organizador de los frentes de racha o cúpulas frías ya mencionadas.

3.2 SITUACIONES SINÓPTICAS ASOCIADAS A UNA INTENSA ACTIVIDAD ELÉCTRICA EN CASTILLA Y LEÓN

Vamos a proceder a realizar una agrupación o *clusterización* de episodios que han dado lugar a gran número de descargas eléctricas en nuestra región, basándonos en aspectos sinópticos. Aún compartiendo las opiniones expuestas en el apartado anterior, consideramos que los patrones sinópticos se pueden considerar como un ingrediente más, con mayor o menor aportación, en el desarrollo de las tormentas con gran número de descargas. Constituyen una primera aproximación al problema de la comprensión del fenómeno, aunque hay que destacar que se tratan de casos singulares, que tienen en común la presencia de gran número de rayos, pero que presentan diversidad en cuanto al tipo de severidad (algunas originan precipitaciones importantes, otras extensas granizadas, otras pedrisco, otras vientos fuertes e incluso algunas sin aparentes indicios de severidad). Esta diversidad en el tipo y la intensidad de la severidad, creemos que se debe finalmente a factores mesoescalares, dentro del marco sinóptico preconditionante, y sería necesario un completo estudio individualizado de cada episodio para la comprensión del fenómeno específico.

3.2.1 Ingredientes básicos comunes

Para la formación de tormentas o convección profunda, se deben cumplir tres requisitos de acuerdo a lo propuesto por Doswell, (1987): inestabilidad, humedad y existencia de mecanismo de disparo. En los 73 episodios analizados en este trabajo, vamos a ver que se cumplen los requisitos para la convección profunda:

- Inestabilidad. En todos los casos analizados existe inestabilidad, originada por el fuerte calentamiento solar en esa época del año (todos los episodios se producen de mayo a septiembre) así como por la existencia de aire relativamente frío en capas medias de la atmósfera.
- Humedad. En general, no se han identificado flujos húmedos significativos, salvo en algunos casos particulares, debido a la lejanía con respecto al mar de la región de estudio y a la dirección e intensidad del flujo sinóptico predominante en niveles bajos en estos episodios. La proporción de mezcla en 925 hPa promedio de los episodios oscila entre 8 y 12 gr/kg, con un valor medio de 11. Tomando como parámetro de humedad el punto de rocío a las 12 UTC en los 4 aeropuertos de la región, promediado para los 73 casos analizados, éste tiene un valor medio de 12.4°C, siendo más elevado en Burgos, debido a su proximidad al mar Cantábrico (tabla 4). Podemos concluir que la humedad es moderada.

OBSERVATORIO	TEMPERATURA	PUNTO DE ROCIO
SALAMANCA	27	12.2
LEON	24.1	12.2
BURGOS	25.1	13.4
VALLADOLID	25.5	11.9

Tabla.4 Valores promediados de temperatura y humedad a las 12 UTC en los aeropuertos de la región para los 73 episodios.

La existencia de fuentes de humedad a microescala: lagos, ríos, bosques, etc... que aportan humedad ambiental por procesos de evaporación y evapotranspiración, puede tener importancia en cuanto a la génesis inicial de los focos tormentosos, sobre todo en zonas de montaña. Otro factor es la propia humedad aportada por la precipitación convectiva si el día previo se han producido tormentas (como ocurre en prácticamente todos los casos analizados), también suele haber presencia de humedad significativa en niveles medios, advectada por perturbaciones de carácter dinámico en niveles medios y altos.

- Mecanismos de disparo. Debemos analizar todos aquellos mecanismos que contribuyen a liberar la inestabilidad condicional o potencial, es decir, que suministran la energía suficiente para vencer la CIN (Convection Inhibition Energy), llevando a la parcela de aire forzada a su LFC (Nivel de Libre Convección) para que ascienda liberando la CAPE (Convective Available Potential Energy) hasta el EL (Nivel de Equilibrio). Este factor es crucial y difícil de anticipar en ocasiones, fracasando muchas predicciones debido a que aun existiendo un mecanismo de disparo, éste no es capaz de vencer la resistencia que supone la CIN. Entre los mecanismos de disparo que ayudan a vencer la resistencia del ascenso de una burbuja con flotabilidad negativa, destacan las convergencias a lo largo de fronteras (frentes, líneas secas y líneas de convergencia de vientos no frontales). Bluestein y Jain (1985) afirman que la convección profunda generalmente comienza como células convectivas aisladas o en grupos a lo largo de líneas de convergencia en bajos niveles. Aunque el forzamiento a escala sinóptica de borrascas y vaguadas es del orden de cm/s, frente a valores de unos 10 m/s presentes en las tormentas, no hay que menospreciar esta aportación, en el sentido de que contribuye a disminuir la CIN, elevando y debilitando también las capas estables de niveles bajos que pudieran inhibir la convección. Los mecanismos de disparo más eficaces y frecuentes que hemos detectado en la región de estudio son los anteriormente citados, es decir, los efectos orográficos, como el ascenso forzado de masas potencialmente inestables por flujo perpendicular a una montaña (incluyendo las ondas orográficas y el ascenso tendido sobre la meseta de sur a norte) y sobre todo la convergencia de brisas de valle.

Desde el punto de vista de la caracterización sinóptica, en todos los casos analizados se observa que en niveles bajos, existe una dorsal ó alta térmica sobre la región. En el caso de dorsal térmica, el eje suele estar orientado de SE a NW de la región, y en algunas ocasiones se inclina zonalmente o meridianamente. En casi todos los casos, la región a la derecha de la dorsal térmica es la que suele recoger la mayor actividad eléctrica y los días con gran número de rayos se producen entre mayo y septiembre. El patrón de presión en superficie es similar en la mayor parte los casos, condicionado por la formación de una baja térmica en el interior peninsular. La única diferencia es la ubicación del centro de baja presión relativa, determinado por las temperaturas más altas en superficie. En algunas ocasiones, en situaciones de borrasca, existe presencia de baja dinámica no sólo en niveles medios sino también en superficie. Prácticamente todos los casos vienen precedidos de días de tormenta, con lo cual las tapaderas que inhiben la convección ya han sido removidas, además de existir por tanto un aporte de humedad previo procedente de la precipitación.

3.2.2 Metodología clasificación sinóptica

Existen estudios de caracterización sinóptica de días de tormenta con granizo a escala regional en otras zonas de la península ibérica, basados en clasificaciones objetivas, como el realizado para el Valle del Ebro por García-Ortega *et al.*, (2011), mediante análisis de componentes principales y posterior clusterización. Arán *et al.*, (2010) también analizan 217 días de tormenta con granizo en otra pequeña región española, la provincia de Lleida, y en este caso, debido al pequeño número de casos realizan una clasificación manual adicional, basada en campos como la presión al nivel de superficie, el geopotencial en 500 hPa y la temperatura en 850 hPa. Álvarez *et al.*, (2011), para la región de Aragón, clasifican los episodios de forma manual utilizando un algoritmo basado en el flujo del viento en 500 hPa a las 15 UTC. En nuestra opinión, dada que la región a analizar es de pequeña extensión comparada con la escala sinóptica, perteneciendo a la meso-beta, y además la distribución horaria de los rayos no en todos los casos muestra un ajuste al ciclo solar, para la clusterización es necesaria la asimilación de los campos a intervalos de 6 horas. En ocasiones, la circulación atmosférica zonal intensa puede alterar una configuración inicial de dorsal a las 00 UTC, evolucionando a una configuración de vaguada a las 18 UTC. Este hecho se ha observado en algunos episodios. Por otro lado, en ocasiones existen centros de presión ó geopotencial relativamente cerca a escala sinóptica, pero debido a su estacionariedad, a nivel mesoescalar tienen un efecto reducido o incluso no tienen efecto sobre la región. Por tanto, creemos que una clasificación manual, amparada en aspectos objetivos, es más útil que una clasificación por procesos de clusterización automática. Aún así, hay que tener en cuenta que existen algunos casos donde la ambigüedad hace necesario la toma de decisiones subjetivas, como en el caso de algunas bajas que se descuelgan de la circulación zonal ("*cut-off low*"), clasificadas inicialmente como vaguadas por estar en proceso de formación.

La muestra que se analiza corresponde a los 73 días en que el número de rayos en la región de Castilla y León es superior a 2000. En primer lugar hay que resaltar que el corte en 2000 rayos se debe únicamente a la necesidad de tener una muestra manejable y a la vez analizar los días de mayor actividad eléctrica, dado que en el periodo 2000-2010 hubo 1138 días de tormenta (con dos o más rayos en la región), con la distribución que se muestra en la tabla 5. Analizamos pues sólo el 6% de los días de tormenta, pero son los de mayor severidad desde el punto de vista eléctrico.

RAYOS	DIAS	frecuencia acumulada
> 5000	17	0.01
>2000	73	0.06
>1000	156	0.14
>500	257	0.23
> 200	410	0.36
>100	539	0.47
> 50	638	0.56
>= 25	741	0.65

Tabla 5. Distribución y frecuencia acumulada del número de días de tormenta en función de los rayos registrados.

Para la caracterización sinóptica se utiliza la base de datos del reanálisis del ECMWF (ERA-INTERIM), a resolución $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ y 37 niveles en la vertical, a las 00, 06, 12 y 18 UTC de cada día. Con el programa IDV de UNIDATA se visualizan los campos básicos a la vez que se realizan diversos cálculos de índices derivados. Se complementa con la BDRAY de AEMET, obteniendo para cada día la distribución horaria de rayos, densidad máxima e intensidad de rayos horaria máxima. De la red de observación en superficie de AEMET, se han obtenido los datos procedentes tanto de estaciones sinópticas dotadas de personal, estaciones de colaboradores y estaciones automáticas. El número de estaciones empleadas para cada episodio es función de la disponibilidad diaria, que ha sido variable a lo largo de los once años, oscilando entre 400 y 600 estaciones. Hay que destacar que el pedrisco (granizo de diámetro superior a 2 cm) sólo es observado en los 10 observatorios dotados de personal, con horario variable, teniendo únicamente horario ininterrumpido 24 horas los observatorios de Valladolid y Matacán-Salamanca. De la base de datos de AEMET también se han obtenido las imágenes radar y de satélite METEOSAT (MSG), que han ayudado a determinar el carácter severo de las tormentas. También se ha determinado la altura echotop radar en el píxel de mayor densidad de rayos de cada episodio (a resolución $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$), determinando también la intensidad de rayos, con objeto de relacionar la altura de echotop con la intensidad de rayos o la severidad de la tormenta de acuerdo a su intensidad de rayos.

Para referirnos al carácter severo o no de las tormentas individuales, hemos realizado una clasificación de acuerdo a sus efectos asociados en superficie o bien a determinadas características singulares desde el punto de vista de la teledetección (radar e imágenes de satélite), utilizando los siguientes criterios:

- Tormentas severas respecto al viento: Rachas registradas superiores a 80 km/h.
- Tormentas severas respecto a la precipitación. Precipitación registrada superior a 10 mm en 10 minutos, ó 30 mm en 1 hora.
- Tormentas severas desde el punto de vista de teledetección:
 - Estructuras V-shape ó “cold ring”
 - Overshootings
 - Estructuras radar organizadas (Multicélulas, posibles Supercélulas, minisupercélulas o Sistemas Convectivos de Mesoescala, como líneas de turbonada).

3.2.3 Clasificación en grupos

Se han identificado 7 grupos, siendo el grupo más numeroso el de Ondas, con 18 casos (fig. 67)

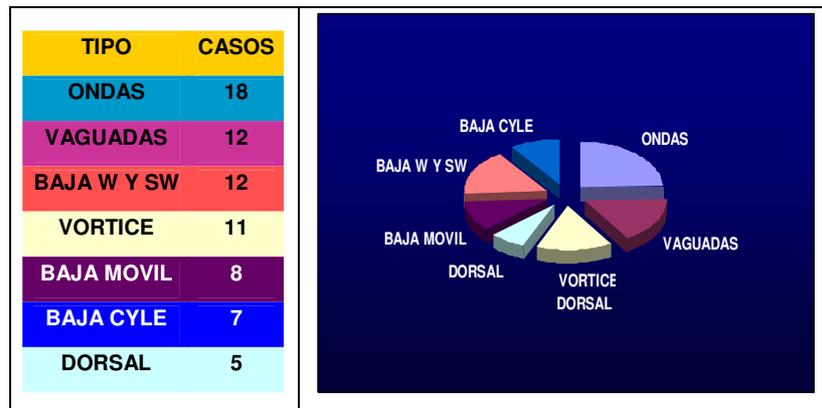


Fig. 67 Clasificación en grupos, número de casos y distribución porcentual

El grupo con mayor número de rayos promedio es el de Vaguada, con casi 5000 rayos, y el de menos rayos promedio el de Baja SW y W con algo más de 3000 rayos. El porcentaje de rayos positivos respecto al total es menor en el caso de Dorsal (6.6%), y el más elevado corresponde al caso de Vórtice (13.9%). La densidad de rayos es máxima en el caso de Dorsal (1.6 rayos/km²), seguido del caso Vórtice (1.3 rayos/km²), con valores entre 0.8 y 1 rayos/km² en el resto de grupos. Esto está justificado por la escasa circulación en niveles medios y altos en el caso de los grupos de Dorsal y Vórtice, que hace que las tormentas tiendan a permanecer estacionarias. En cuanto a la intensidad máxima horaria, es máxima en el caso de Baja móvil (974 rayos/hora) y mínimo en el caso de Baja centrada en CYLE (592 rayos/hora). Las precipitaciones máximas registradas en la red de estaciones es mínima en el caso de Dorsal

(36 mm), como corresponde a dicha situación sinóptica, sin advecciones notables de humedad, siendo máxima en el caso de Baja centrada en CYLE (79 mm). Las tormentas más generalizadas se dan en el caso de Baja W y SW, y las más dispersas en el caso de Dorsal. En cuanto a severidad, en el caso de Dorsal no se dispone de registros de severidad, aunque hay que tener en cuenta que son pocos casos. Respecto al granizo, en los casos de Dorsal y Vórtice se observa de forma mucho más aislada que en el resto. Se ha observado granizo tamaño nuez en los grupos de Vaguada y Ondas.

Dentro de cada cluster analizaremos aquellos parámetros y meteoros que caracterizan los distintos episodios, obteniendo la tabla que figura a continuación y que denominamos tabla resumen de caracterización de episodios.

TIPO	RAYOS	POS	DENS	RAY M.	P. MAX	TOR	GRA	VT	GAR	CER	NUEZ
DORSAL	3907	6.6	1.6	763	36	160	2.6				
VORTICE	4427	13.9	1.3	883	48	197	6.5	3	1		
BAJACYLE	3895	8.7	1	592	79	170	15.6	1	1	1	
BAJAMOV	4554	10.5	0.8	974	47	188	18	1	2	1	
VAGUADA	4859	11.2	1	810	51	183	18.6	2	2	1	1
ONDAS	3490	12.4	1	721	46	195	12	3	2	1	1
BAJASW-W	3330	9.2	0.8	659	66	212	16	3	1		

Tabla resumen de caracterización de episodios. RAYOS- Promedio de rayos de todos los episodios de cada grupo. POS. Porcentaje total de rayos positivos respecto al total. DENS- Promedio de densidad máxima de rayos a resolución 20 km x 20 km de cada episodio. RAY M.- Promedio intensidades máximas horarias de rayos de cada episodio del grupo. TOR- Promedio de estaciones que han registrado tormenta. GRA- Promedio de estaciones que ha registrado granizo. VT- Número de episodios que han registrado vientos superiores a 80 km/h. GAR/CER/NUEZ- Número de episodios que han registrado granizo tamaño garbanzo, cereza y nuez respectivamente.

En la tabla resumen de índices que figura a continuación presentamos algunos parámetros meteorológicos medios de cada grupo, calculados u obtenidos del reanálisis ERA-INTERIM en el punto 40°N 5°W, localizado en el centro de la región.

TIPO	pm925	T925	T850	T500	VT	TT	K	LI	ciz	thetae	CAPE	CIN	PRES
DORSAL	10.8	28.8	21.2	-10.8	40	50	29	-0.1	3.1	331	98	49	1016.8
VORTICE	11.3	27.6	20.2	-10.7	38.7	51.3	31.1	-0.9	5	333.1	486.9	115.4	1017.7
BAJACYLE	10.6	21.7	14.3	-15.1	35.7	52.3	30.9	-1.1	11	326	604.9	51.9	1016.7
BAJAMOV	10	24.3	17.5	-14.5	36.5	50.5	29.4	0	11.9	326.5	422.9	45	1013.4
VAGUADA	10.7	24	17.8	-13.5	36.8	51.3	30.6	-1.1	11.2	328.3	589.3	83.7	1012.7
ONDAS	10.3	24.6	17.6	-13	38.3	51.2	31.4	-0.6	8.8	327.5	303.2	52.1	1015.1
BAJASW-W	10.2	23.6	16	-13.5	35.8	50.5	32.6	-0.2	10.3	325.3	355	73.9	1015.1

Tabla resumen de índices. Leyenda: pm925 (Proporción de mezcla en 925hPa máxima sobre la región promediada de 0 UTC a 18 UTC)(gr/kg); T925 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región, °C); T850 (Temperatura máxima en 850 hPa sobre la región); T500 (Temperatura mínima en 500 hPa sobre la región); Índices, calculados en 41.5°N 5°W a las 12 UTC: VT- Vertical de totales modificado (T925-T500); TT-Total de totales; K-K index; LI-Lifted Index; ciz-Cizalladura 500hpa-1000hPa (m/s); thetae-Temperatura potencial equivalente en 850 hPa (K), CAPE (Convective Available Potential Energy); CIN (Convective Inhibition energy); PRESIÓN (Presión reducida al nivel del mar en hPa)

No existe gran diferencia en cuanto a humedad en niveles bajos, oscilando la proporción de mezcla en 925 hPa entre 10 gr/kg en el caso de Baja móvil y 11.3 gr/kg en el caso de Vórtice. Desde el punto de vista térmico, en niveles bajos existen notables diferencias. Así como en el caso Dorsal y Vórtice la temperatura en 925 hPa se encuentra entorno a 28°C y en 850 hPa entre 20-21°C, en el caso de Baja centrada en CYLE estos valores son de 21.7 °C y 14.3°C respectivamente. Este bajo valor relativo de temperatura se ve contrarrestado por la baja temperatura en 500 hPa, que es de -10.8°C en el caso de Dorsal y de -15.1°C en el caso de Baja centrada en CYLE, de forma que la inestabilidad térmica, calculada como diferencia de temperatura entre ambos niveles oscila entre 36 y 40 en todos los grupos. El índice TT varía entre 50 (dorsal) y 52.3 (Baja CYLE), mientras que el índice K oscila entre 29 (Dorsal) y 32.6 (Baja SW y W). El índice Lifted, presenta más inestabilidad en el caso de Baja CYLE y Vaguada, aunque hay que tener en cuenta que se trata de promedios entre valores positivos y negativos. La cizalladura, como es de esperar de acuerdo al patrón sinóptico, es mínima en los casos de Dorsal y Vórtice. La temperatura potencial equivalente, que combina efectos térmicos y humedad, oscila entre 325 K (Baja W y SW) y 333 K (Vórtice). La inestabilidad térmica, teniendo en cuenta la CAPE y la CIN, es máxima en el caso de baja CYLE, y mínima en el caso de Dorsal, aunque hay que tener en cuenta que está calculada con pseudosondeos (sondeo a partir de los datos del reanálisis ERA-INTERIM) en un punto fijo, y en muchos casos el valor es 0. La presión en superficie es variable, oscilando entre 1013 hPa en el caso de vaguada a 1018 hPa en el caso de vórtice.

Si calculamos mediante un pseudosondeo la CAPE y la CIN en el punto de densidad máxima de cada episodio, y promediamos para todos los de cada grupo, obtenemos la tabla resumen de parámetros meteorológicos máximos, que figura a continuación. En ella también se muestra el promedio de la intensidad máxima de rayos en 1 minuto y en 5 minutos, calculada en esos mismos píxeles de máxima densidad.

TIPO	CAPEDENS	CINDENS	INTENSIDAD MÁX. 1M.	INTENSIDAD MÁX. 5 MIN.
DORSAL	414.4	258.8	6.4	21.4
VORTICE	1198	185.5	6.4	23.5
BAJACYLE	1209.4	62.8	3.9	12.3
BAJAMOV	933	144.5	5.4	17.1
VAGUADA	966.5	90.3	5	16.8
ONDAS	925.9	115.2	5.6	17.9
BAJASW-W	990.2	115.5	4.9	16.4

Tabla resumen parámetros meteorológicos máximos. CAPEDENS/CINDENS.- CAPE y CIN en el punto de densidad máxima de cada episodio promediado respectivamente. INTENSIDAD MÁX. 1M. -Número máximo de rayos en 1 minuto en el pixel de mayor densidad de cada episodio. INTENSIDAD MÁX. 5 MIN. Número máximo de rayos en 5 minutos en el pixel de mayor densidad de cada episodio

Se puede concluir que la inestabilidad térmica es menor en el caso de dorsal, donde existe una gran CIN y pequeña CAPE. Sin embargo, la intensidad de rayos máxima en 1 minuto y en 5 minutos se da en los casos de Dorsal y Vórtice. Una primera conclusión, es que si bien los fenómenos adversos asociados a los casos de Dorsal y Vórtice no son muy notables en superficie, estos episodios son productores de gran cantidad de rayos y además dan lugar a tormentas muy locales, de lento movimiento y con alta densidad y frecuencia de rayos.

A continuación analizamos cada grupo en mayor profundidad. En el anexo II se incluyen las tablas con información detallada de los episodios de cada grupo, de forma que se pueden consultar los índices, parámetros e información específica de forma individualizada. También incluimos en el anexo II el estudio de un caso singular de cada grupo, en el cual destacamos alguna característica especial desde el punto de vista de la severidad. Comenzaremos con los grupos de Dorsal y Vórtice, que en nuestra opinión son los casos más difíciles desde el punto de vista de la predicción operativa, ya que la configuración sinóptica de estabilidad dinámica no invita a pensar la gran actividad eléctrica que llevan asociadas.

3.2.3.1 Dorsal

La configuración en niveles medios a escala sinóptica es de una dorsal abarcando la península ibérica y extendiéndose sobre el norte de Europa, con su eje más o menos meridiano y amplitud variable ubicada sobre el este peninsular, de forma que en algunos casos es evidente la proximidad de la zona de salida de una vaguada sobre nuestra región.

Este cluster está formado por 5 miembros. Los episodios ocurren dos en agosto (consecutivos), dos en junio (consecutivos) y uno en septiembre. La dorsal en niveles medios en todos los casos se inclina de SW a NE, por el empuje de la vaguada atlántica, con geopotenciales altos que oscilan entre 5750 y 5820 mgp.

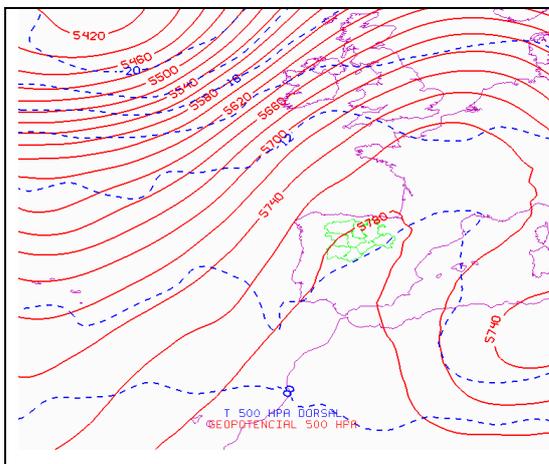


Fig 68 Geopotencial y Temperatura promedio en 500 hPa a las 12 UTC (isohipsas de 20 en 20 mgp, isotermas de 2 en 2°C)

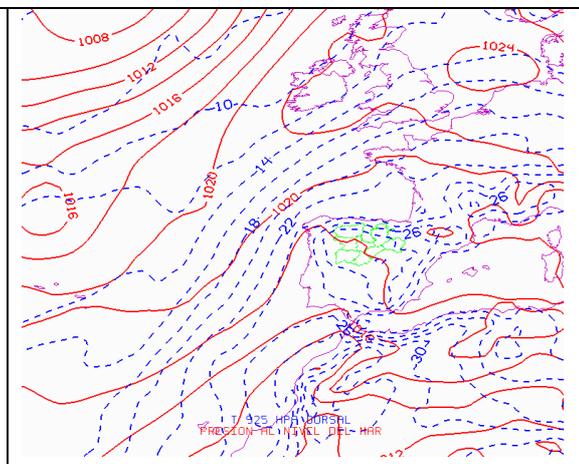
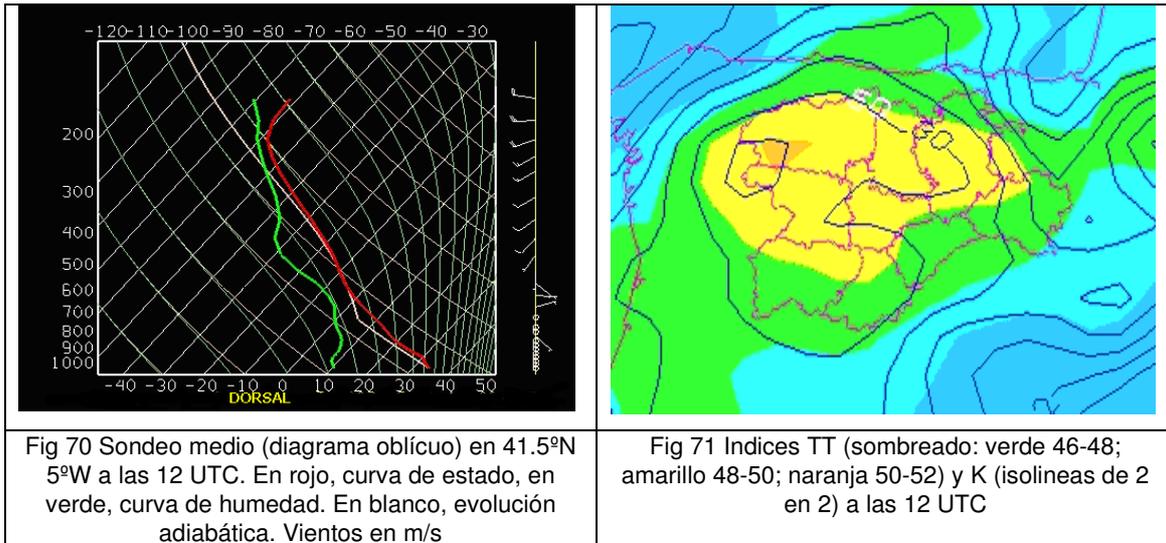


Fig 69 Presión reducida al nivel del mar (2 en 2 hPa) y temperatura en 925 hPa (2 en 2°C) a las 12 UTC



Los campos medios a las 12 UTC (fig. 68) reflejan la amplia dorsal en 500 hPa, con aire relativamente frío (-10°C) abarcando toda la región. En niveles bajos (fig. 69), alta térmica en 925 hPa sobre el centro de la península, y seno de bajas presiones relativas en el SW peninsular. El pseudosondeo medio sobre 41.5°N 5°W a las 12 UTC (fig. 70) muestra la escasa humedad y ausencia de flujo en niveles bajos, así como la ausencia de CAPE. El índice TT presenta valores de 50 sobre toda la región, con un máximo de 52 sobre los montes de León (fig. 71). El valor del índice K oscila entre 30 en gran parte del norte y oeste de la región, siendo menor en la provincia de Soria, con valores entre 26 y 28 y máximo en la zona de los montes de León y Sanabria, donde llega a 32. Como se observa, al comparar con la figura 73, existe un alto grado de correspondencia entre los valores medios de éstos índices y la densidad media de rayos.

El número de rayos diario oscila entre 2001 y 6439, con un valor medio de 3907 rayos. El porcentaje de rayos positivos oscila entre el 2% y el 12%. El máximo horario de rayos, moderado, se produce entre las 14 UTC y las 20 UTC, oscilando entre 500 y 1000 rayos por hora. La distribución de los rayos es unimodal, siendo parecida en todos los episodios (ver fig.72).

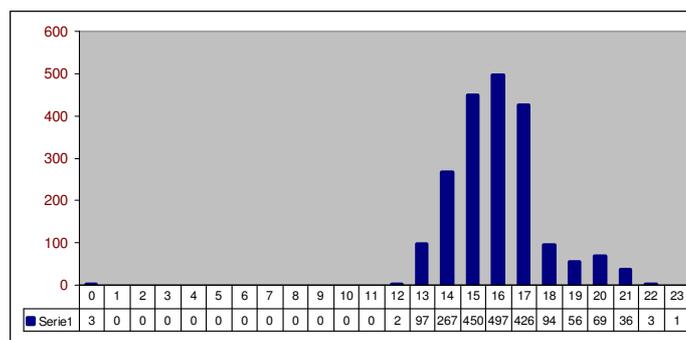


Fig. 72 Ejemplo distribución horaria del número de rayos del episodio 58 (06/09/2008)

La densidad máxima de rayos es moderada a notable, oscilando entre 1.2 y 2.2 rayos por km², con un valor medio promediado de 0.57. La débil circulación en niveles medios-bajos, que no supera los 3 m/s en 700 hPa ó los 6 m/s en 500 hPa, no favorece el desplazamiento de las células tormentosas, por lo que las tormentas suelen ser estacionarias, o en todo caso, su desplazamiento tiene una ligera componente hacia el norte. Los primeros rayos se originan en zonas de montaña, comenzando entre las 11 y las 12 horas UTC, después existe propagación a los alrededores, surgiendo finalmente tormentas en la meseta, probablemente por interacción de los frentes de racha. La actividad tormentosa es de carácter multicelular, aunque existen algunas células tormentosas con indicios de severidad en las imágenes de satélite y radar.

En cuanto a efectos en superficie, sólo en un caso hubo severidad importante. No se han registrado vientos superiores a 80 km/hora, las precipitaciones máximas recogidas en 24 horas oscilan entre 26 y 52 mm. El 18/06/2005 se totalizaron 31.7 mm en 1 hora en Piedrahita, recogándose 12.8 mm en 10 minutos. El 08/09/2006 se recogieron 22 mm en 1 hora en Avila, 9 de ellos en 10 minutos, próximo al umbral que hemos empleado para determinar la severidad en caso de precipitación. El número de estaciones que han registrado granizo en cada episodio oscila entre 1 y 4. Respecto a los parámetros meteorológicos característicos, obtenidos de la base de datos ERA-INTERIM y calculados en el punto 41.5°N 5°W a las 12 UTC así como de la red de observación, los valores medios son los siguientes:

La proporción de mezcla media en 925 hPa, oscila en valor máximo entre 10 y 12 gr/kg. Existe una marcada dorsal térmica en 925 hPa, con valores máximos entre 26°C y 32°C. Como resultado de lo anterior, la temperatura potencial equivalente máxima oscila entre 330 K y 332 K. Existe fuerte caldeoamiento en superficie, con temperaturas máximas en las estaciones automáticas de la región comprendidas entre los 34°C y 40°C. En 850 hPa la temperatura máxima oscila entre 20°C y 24°C, extendiéndose en dorsal térmica desde el centro peninsular hacia el norte, y en 500 hPa, las temperaturas oscilan entre -10°C y -12°C. El índice TT oscila entre 49 y 52, el índice K entre 25 y 34. El índice Lifted es ligeramente positivo, representando estabilidad, excepto en un caso. Los pseudosondeos a las 12 UTC, no son demasiado inestables, siendo nula la CAPE, excepto en una ocasión, con CAPE de casi 500 J/kg, aunque con CIN entorno a 250 J/kg. Sin embargo, a las 06 UTC, excepto en un caso, se alcanzan valores de 1000 y 1900 J/kg, con CIN significativo. El índice VT modificado (diferencia de temperatura entre 925 y 500 hPa) oscila entre 40 y 42. La cizalladura 500-1000 hPa, ó 0-6 km, es débil, no superando los 5 m/s, excepto en una ocasión que alcanza los 7 m/s. Hay que tener en cuenta que estos índices están calculados en un punto central de la meseta, donde en ocasiones no se ha registrado tormenta. Por ello, para ver de forma más precisa la energía convectiva, calculamos la CAPE en el punto de mayor densidad de rayos de cada episodio

(tabla 6). Vemos cómo la CAPE no es muy elevada, y por el contrario, los mecanismos de disparo deben vencer una energía de inhibición bastante alta.

EPI	capedens	cindens	hora	Intensidad max. 1 min.	Intensidad max. 5 min.	echotop
29	246	233	12	7	22	14-16
30	851	125	12	5	14	14-16
43	27	342	12	6	19	14-16
44	133	306	12	11	42	14-16
58	815	288	12	3	10	12-14
MED	414.4	258.8		6.4	21.4	

Tabla 6. Leyenda: capedens (cape calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); cindens (cin calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); hora (hora z del cálculo dla CAPE y CIN, Intensidad máxima en 1 minuto (rayos/minuto), Intensidad máxima en 5 minutos (rayos/minuto), altura de echotop en km.)

En cuanto a la intensidad de las tormentas, se observan intensas tormentas, aunque en general aisladas. La intensidad máxima (tabla 6), calculada en el píxel de mayor densidad, oscila entre 3 y 11 rayos por minuto, y entre 10 y 42 rayos en 5 minutos, con echotops entre 12 y 16 km. Respecto a la distribución espacial de la densidad de rayos, promediada de todos los casos es máxima en la Cordillera Cantábrica de León, con valores altos, y es significativo que en la zona de Soria prácticamente la densidad de rayos es nula (fig. 73)

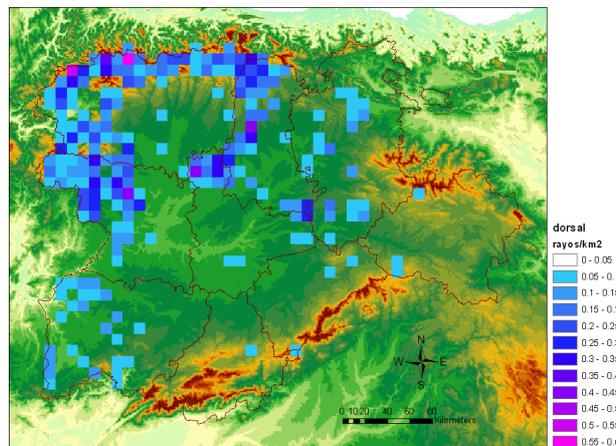


Fig. 73 Densidad de rayos promedio grupo Dorsal

3.2.3.2 Vórtice frío o Circulación débil ciclónica embebida en Dorsal

A escala sinóptica existe una amplia dorsal, con geopotenciales altos en 500 hPa sobre la península ibérica, pero embebida en esta dorsal aparecen pequeñas circulaciones ciclónicas o bien embolsamientos de aire frío. Estos episodios podrían incluirse en otros cluster, como bajas u ondas, pero consideramos que debe prevalecer la configuración sinóptica en un marco general, teniendo en cuenta que la circulación en niveles medios sobre la región es anticiclónica y los geopotenciales altos.

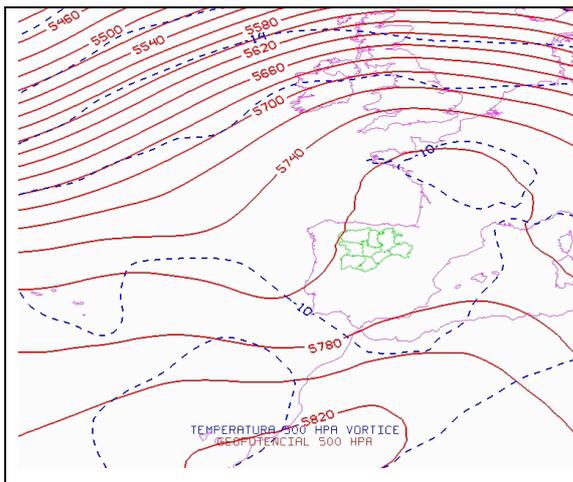


Fig.74 Geopotencial y Temperatura promedio en 500 hPa a las 12 UTC (isohipsas de 20 en 20 mgp, isotermas de 2 en 2°C)

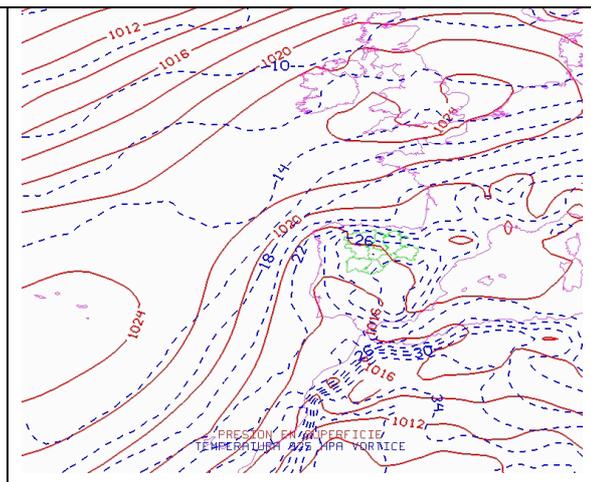


Fig.75 Presión reducida al nivel del mar (2 en 2 hPa) y temperatura en 925 hPa (2 en 2°C) a las 12 UTC

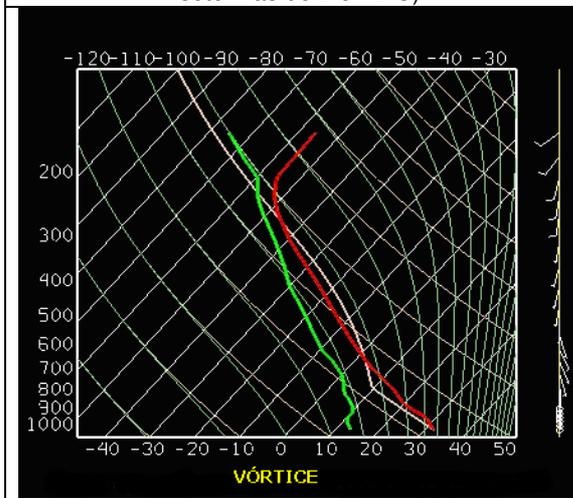


Fig. 76. Sonda medio (diagrama oblicuo) en 41.5°N 5°W a las 12 UTC. En rojo, curva de estado, en verde, curva de humedad. En blanco, evolución adiabática. Vientos en m/s

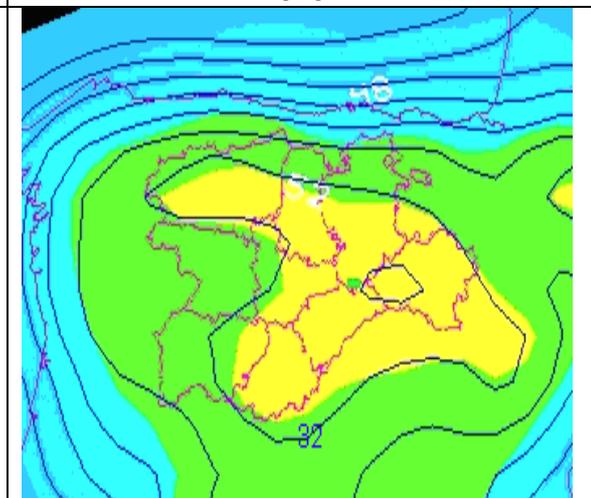


Fig. 77 Indices TT (sombreado: verde 48-50; amarillo 50-52) y K (isolíneas de 2 en 2) a las 12 UTC

Este cluster lo forman 11 casos: 6 en julio, 3 en agosto, 1 en junio y 1 en septiembre. Destaca el evento de 4 episodios consecutivos, del 12 al 15 de julio de 2006, en que una baja, con reflejo en superficie pero escasa circulación, ubicada en el golfo de Cádiz muy lentamente se desplaza hacia el norte. El geopotencial en 500 hPa en el centro de la región oscila entre 5720 y 5820 en 500 hPa, lo que da la clasificación inicial de dorsal, con vientos débiles, que no superan los 10 m/s en 500 hPa ni en 700 hPa. En el seno de esta dorsal de gran amplitud y longitud de onda, se observa en general la presencia de pequeñas circulaciones ciclónicas en altura, asociadas a embolsamientos de aire frío en niveles medios-altos en el área peninsular, con temperaturas en 500 hPa entre -10°C y -12°C sobre nuestra región, es decir, relativamente frías.

Los campos medios a las 12 UTC (fig. 74) reflejan la amplia dorsal sinóptica, con una onda embebida al oeste peninsular y aire relativamente frío (-10°C), aunque en un análisis más fino con isotermas espaciadas 1 grado centígrado indican un embolsamiento de aire relativamente frío (-11°C) abarcando toda la región. En niveles bajos (fig. 75), alta térmica en 925 hPa en el SE peninsular, que se extiende en dorsal hacia el NW de la península, y seno de bajas presiones relativas en la meseta sur peninsular. El pseudosondeo medio sobre 41.5°N 5°W a las 12 UTC (fig. 76) muestra más humedad que en el caso de dorsal pura, que unido a que en este caso el aire en niveles medios es ligeramente más frío, da lugar a inestabilidad condicional, con una CAPE de 564 J/kg y CIN de 236 J/kg, es decir, que en presencia de un mecanismo de disparo adecuado, existe inestabilidad moderada. Los flujos en todos los niveles son muy débiles, aunque en niveles medios predomina la componente sur, que favorece que el desplazamiento medio de las tormentas formadas en zonas de montaña tenga componente norte, predominando los desplazamientos hacia el ne. Respecto a los índices de inestabilidad (fig. 77), el TT adquiere un valor de 50 en gran parte de la región, abarcando en este caso también el este, con una extensión similar al valor del índice K de 32.

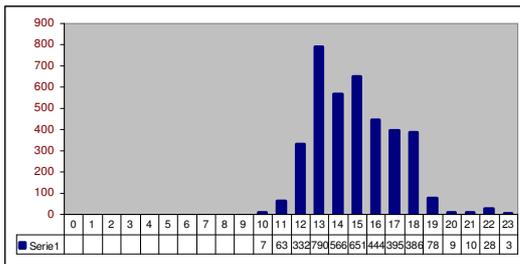


Fig 78. Distribución horaria del número de rayos el día 15/07/2006

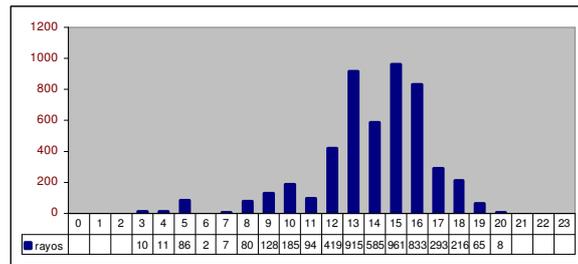


Fig 79. Distribución horaria del número de rayos el día 07/09/2006

El número de rayos oscila entre 2837 y 7540, con un valor medio de 4427. El porcentaje de rayos positivos oscila entre el 6% y el 25%. La distribución horaria de los rayos es unimodal (fig. 78) aunque esto no ocurre en tres casos, en los que existen rayos de madrugada (fig. 79). Los primeros rayos se producen, en prácticamente todos los casos, en zonas de montaña, propagándose posteriormente las tormentas a zonas limítrofes y a la meseta, como en el caso de dorsal anterior, aunque hay tres episodios de convección, aunque débil y con pocos rayos, de madrugada. La densidad máxima de rayos oscila entre 0.6 rayos/km² y 2.5 rayos/km², con un valor medio de 1.3 rayos/km². El máximo horario de rayos, moderado, se produce entre las 13 UTC y las 20 UTC, oscilando entre 500 y 1400 rayos por hora.

En cuanto a efectos en superficie, en algunos episodios las precipitaciones fueron importantes, oscilando las cantidades máximas recogidas en 24 horas entre 29 y 87 mm, y en tres casos se han registrado vientos superiores a 80 km/h (02/07/2001; 22/08/2003;

22/06/2005). En cuanto a intensidad horaria, en algunas estaciones se supera el valor de 10 mm en 10 minutos (22/06/2005; 12/07/2006; 13/07/2006; 07/09/2006; 05/08/2003). El número de estaciones que han registrado granizo en cada episodio oscila entre 1 y 9, aunque en 1 episodio el granizo fue generalizado afectando a 23 observatorios, y en otro episodio se observó granizo de tamaño garbanzo (Segovia-22/06/2005). Respecto a los parámetros meteorológicos característicos, obtenidos de la base de datos ERA-INTERIM y calculados a las 12 UTC en el punto 41.5°N 5°W así como de la red de observación, los valores medios son los siguientes:

La proporción de mezcla media en 925 hPa, oscila en valor máximo entre 10 y 14 gr/kg. Las temperaturas máximas en 925 hPa, oscilan entre 24°C y 32°C. La temperatura potencial equivalente máxima oscila entre 330 K y 336 K. En 850 hPa la temperatura máxima oscila entre 18°C y 24°C, y en 500 hPa, entre -10°C y -12°C. Existe fuerte calentamiento en superficie, alcanzándose temperaturas máximas en los observatorios que oscilan entre 33°C y 40°C. El índice TT oscila entre 48 y 54, el índice K entre 27 y 37. El índice Lifted en general es negativo, aunque en dos casos es positivo. Los pseudosondeos a las 12 UTC, son inestables en al menos 7 casos, oscilando la CAPE entre 350 y 1700 J/kg. El índice VT modificado (diferencia de temperatura entre 925 y 500 hPa) oscila entre 32 y 44. La cilladura 0-6km es inferior a 10 m/s, excepto en 1 caso que llega a los 13 m/s. Al tener en cuenta el píxel de mayor densidad de rayos de cada episodio (tabla 7), observamos que la CAPE es bastante elevada, las intensidades de rayos oscilan entre 3 y 15 por minuto, y entre 9 y 55 rayos en 5 minutos, con echotops elevados.

EPI	capedens	cindens	hora	Intensidad max. 1 min.	Intensidad max. 5 min.	Echotop
7	1435	235	12	3	9	12-14
9	1162	177	12	15	55	12-14
25	861	262	12	4	12	12-14
32	1373	109	12	5	15	14-16
46	653	165	12	5	21	12-14
51	550	258	12	5	17	12-14
52	1560	126	12	11	47	16-18
53	1535	106	12	4	14	12-14
54	1876	83	12	7	30	12-14
57	1440	177	12	6	22	14-16
28	733	342	12	5	17	12-14
MED	1198	185.5		6.4	23.5	

Tabla 7 Leyenda: capedens (cape calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); cindens (cin calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); hora (hora UTC del cálculo de la CAPE y CIN, Intensidad máxima en 1 minuto (rayos/minuto), Intensidad máxima en 5 minutos (rayos/minuto), altura de echotop en km)

En cuanto a indicios de severidad, destaca la tormenta del 13/08/2001 en la Cordillera Cantábrica de León, con 15 rayos en 1 minuto y 55 en 5 minutos, de los cuales sólo uno fue positivo.

Respecto a la densidad, los valores máximos, que aunque inferiores al caso de dorsal, son significativos en el este de la región (fig. 77)

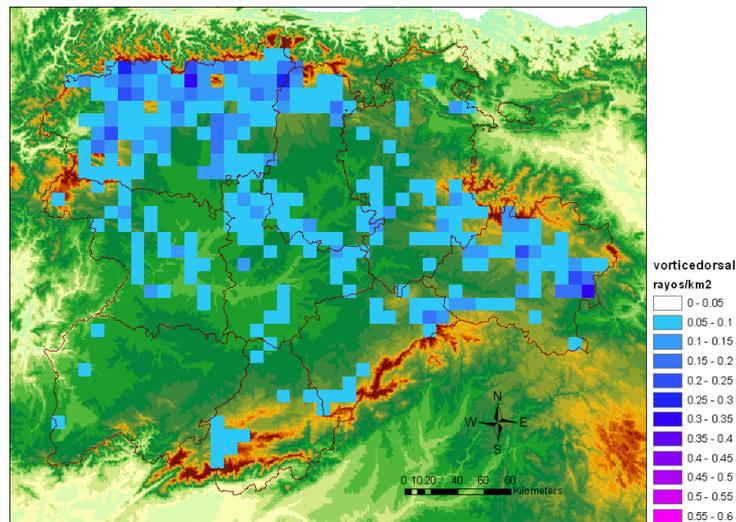
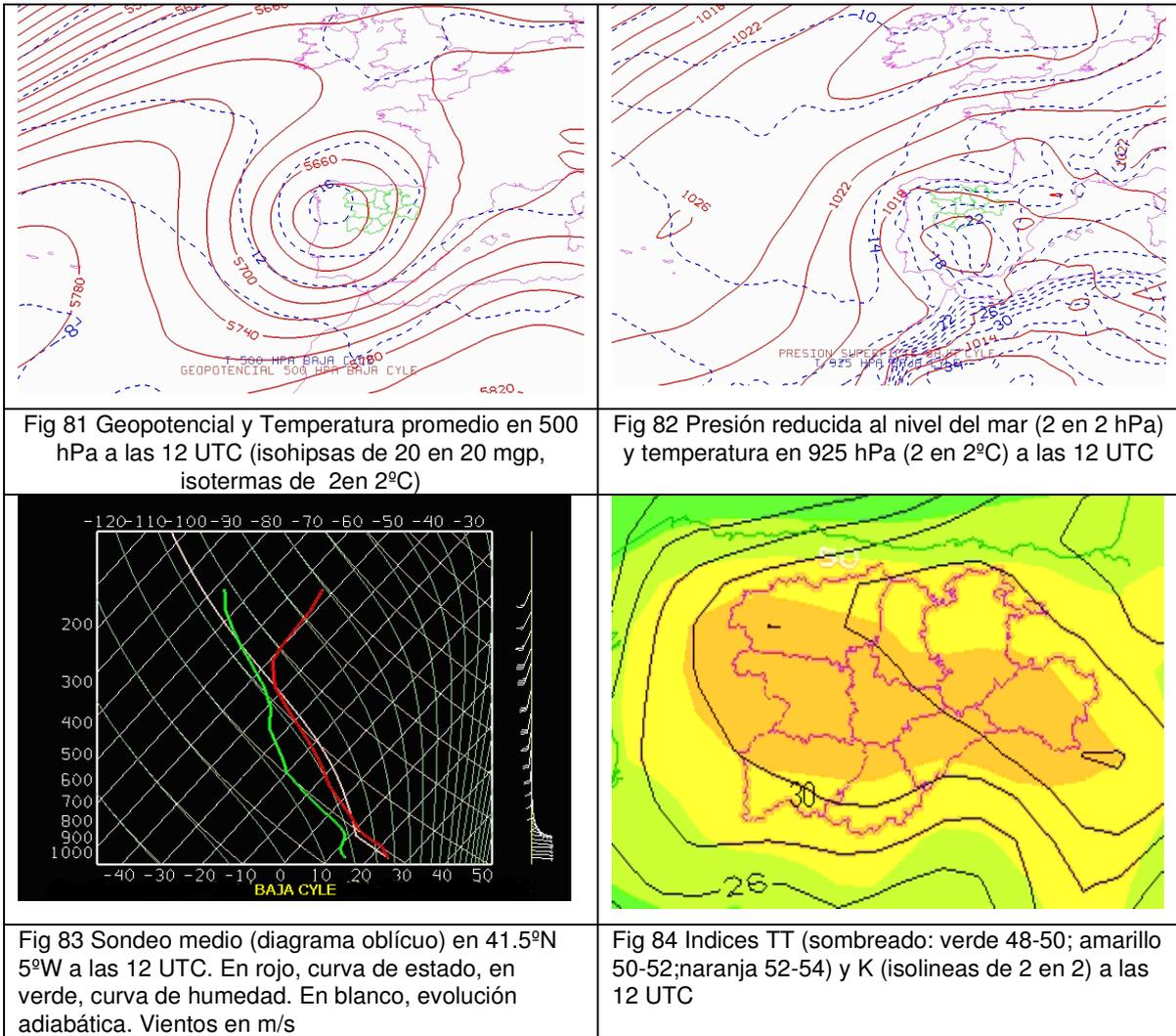


Fig.80 Densidad de rayos promediada grupo Vórtice

3.2.3.3 Baja centrada en Castilla y León

Este cluster se caracteriza por bajas de geopotencial en 500 hPa cuyo centro se encuentra en la región o en sus proximidades. Comprende desde bajas profundas hasta otras circulaciones ciclónicas más débiles. Contiene 7 miembros: 1 caso corresponde a mayo, 1 a julio, 2 a agosto (consecutivos) y 3 a septiembre (2 consecutivos).

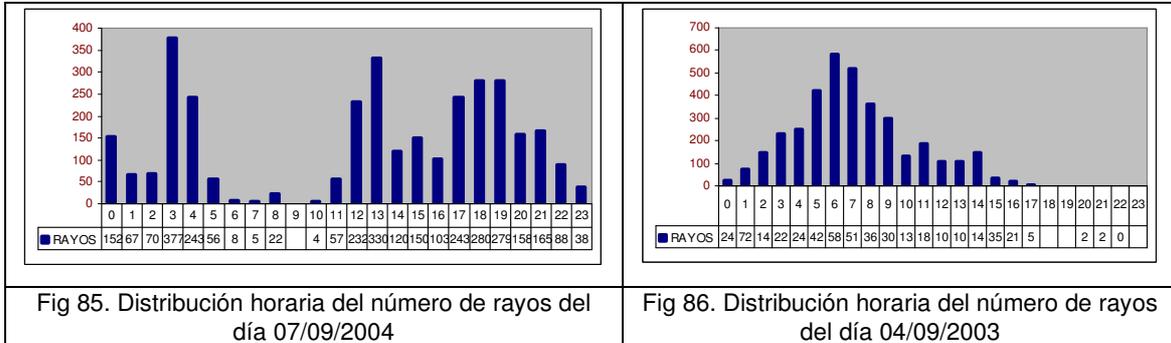
En los campos medios a las 12 UTC correspondientes a 500 hPa (fig. 81) se refleja la situación de la baja, centrada en Castilla y León ligeramente escorada al oeste, con su núcleo frío de -14°C ocupando toda la región, y parte del de -16°C en el NW. En niveles bajos (fig. 82), destaca la alta térmica en 925 hPa en el SE peninsular, que se extiende en dorsal hacia el NW, con centro de bajas presiones relativas en el la mitad sur peninsular. En el pseudosondeo medio (fig. 83) podemos observar el flujo en niveles bajos de componente este muy débil, con humedad notable, el flujo en niveles medios débil a moderado de componente sur, girando en niveles altos hacia el SSW. Existe inestabilidad condicional, con una CAPE significativa: 586 J/kg y una CIN relativamente pequeña: 94 J/kg. Los índices de inestabilidad (fig. 84) son altos, superiores a 50 el TT, con un máximo de 52 que abarca la franja central. De forma similar, el índice K tiene un valor promedio de 30, con un máximo en el cuadrante NE de 32.



La densidad máxima de rayos oscila entre 0.2 y 2.35 rayos/km², con un valor medio de 1 rayo/km². La distribución horaria y espacial de los rayos es variable a lo largo del día. En general no se observa el patrón de que las primeras descargas sean en zonas de montaña, como en los dos casos anteriores. En este caso, el forzamiento dinámico predomina sobre el forzamiento orográfico-térmico, por lo que las tormentas se producen a lo largo del día, de hecho, el día 07/09/2004 (fig. 85), el máximo de rayos es de madrugada, y también observamos que la distribución espacial no se ajusta en general tanto a la orografía. El máximo horario de rayos se produce entre las 3 UTC y las 19 UTC, oscilando entre 300 y 1300 rayos por hora, y destacando dos episodios cuyo máximo fue a las 3 UTC y las 6UTC respectivamente.

En cuanto a efectos en superficie, la presencia de la borrasca provoca que las precipitaciones sean significativas, oscilando los valores máximos recogidos en 24 horas entre 68 y 88 mm, y en un caso se han registrado vientos superiores a 80 km/hora (24/05/2009). Respecto a intensidad horaria, en bastantes estaciones se supera el valor de 10 mm en 10 minutos (28/07/2001-Olmedo y Soria; 24/08/2002 en Belorado; y sobre todo el 24/05/2009 con

30.6 mm en 1 hora en Villapún, registrándose 12.2 mm en 10 minutos, y entorno a 10 mm en 10 minutos en Astorga, Belorado y Soria). El número de estaciones que han registrado granizo en cada episodio oscila entre 3 y 49, destacando el día 24/05/2009, donde el granizo fue generalizado afectando a 49 observatorios, y en uno de ellos con granizo observado de tipo garbanzo. En el episodio del 25/08/2005 también se observó granizo tipo cereza.



El porcentaje de rayos positivos oscila entre el 4% y el 13%. La distribución de los rayos es en general continua a lo largo del día, destacando el episodio 04/09/2003 (fig. 86), en que los rayos se distribuyen fundamentalmente en la primera mitad del día. Respecto a los parámetros meteorológicos característicos, obtenidos de la base de datos ERA-INTERIM y calculados a las 12 UTC en el punto 41.5°N 5°W así como de la red de observación, los valores medios son los siguientes:

La proporción de mezcla media en 925 hPa, oscila en valor máximo entre 10 y 12 gr/kg. Las temperaturas máximas en 925 hPa, oscilan entre 18°C y 24°C. La temperatura potencial equivalente máxima oscila entre 322 K y 332 K. En 850 hPa la temperatura máxima oscila entre 12°C y 18°C, y en 500 hPa, entre -12°C y -20°C. El calentamiento en superficie no es tan fuerte como en los casos anteriores, alcanzándose temperaturas máximas en los observatorios que oscilan entre 22°C y 33°C. El índice TT oscila entre 50 y 57, el índice K entre 25 y 34. El índice Lifted en general es negativo, aunque en un caso es positivo. Los pseudosondeos a las 12 UTC, son inestables en la mayoría de los casos, oscilando la CAPE entre 500 y 1700 J/kg. El índice VT modificado (diferencia de temperatura entre 925 y 500 hPa) oscila entre 35 y 38. Los geopotenciales en 500 hPa oscilan entre 5640 mgp y 5680 mgp, con viento variable en niveles medios-bajos en función de la posición y profundidad de la baja, cuyo centro se encuentra en Castilla y León o en sus proximidades. En 500 hPa el viento está comprendido entre los 160° y 230°, con intensidades entre 3 y 21 m/s. La cizalladura 0-6km es moderada, con valores entre 5 y 15 m/s y un episodio próximo a los 20 m/s.

Teniendo en cuenta el píxel de mayor densidad de rayos de cada episodio (tabla 10), observamos que la CAPE es bastante variable, con dos episodios de valor reducido y el resto sin embargo con un alto valor, llegando superando en un caso dos 2000 J/kg. La intensidad

máxima de rayos oscila entre 1 y 9 rayos en 1 minuto y entre 4 y 29 rayos en 5 minutos. Se dan algunos casos de echotops inferiores a 10 km, indicando una tropopausa baja debido a las condiciones dinámicas de niveles medios y altos. También en un caso se observa un echotop superior a los 18 km, indicativo de convección muy profunda.

EPI	capedens	cindens	hora	Intensidad max. 1 min.	Intensidad max. 5 min	echotop
8	485	86	12	9	29	10-12
18	461	83	12	3	10	8.5-10
19	1005	30	12	3	10	8.5-10
33	2277	6	12	4	11	12-14
41	1653	100	12	3	9	12-14
42	1004	82	12	4	13	12-14
71	1581	53	12	1	4	> 18
MED	1209.4	62.8		3.9	12.3	

Tabla 8 Leyenda: capedens (cape calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); cindens (cin calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); hora (hora UTC del cálculo de la CAPE y CIN, Intensidad máxima en 1 minuto (rayos/minuto), Intensidad máxima en 5 minutos (rayos/minuto), altura de echotop en km)

La densidad de rayos, a diferencia de los casos de dorsal, parece que bascula hacia la provincia de Soria en detrimento del NW de la región, con un valor máximo singular en la meseta, en la provincia de Zamora (fig. 87)

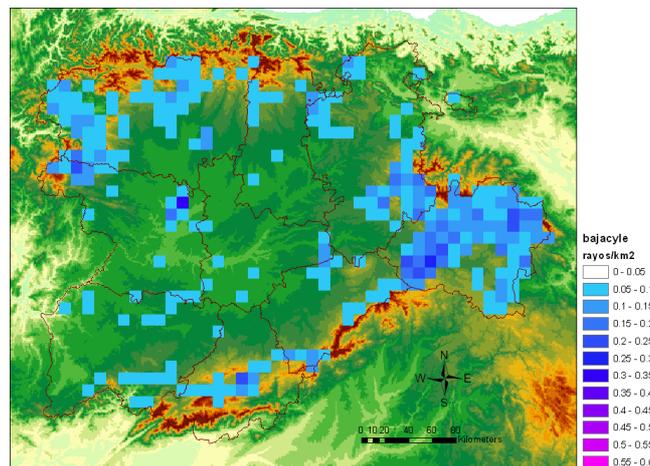


Fig 87 Densidad de rayos promediada caso Baja Centrada en CYLE

3.2.3.4 Baja móvil

En este grupo incluimos los episodios en los cuales una borrasca o baja en niveles medios-altos se desplaza atravesando la región, en general de W a E. Lo constituyen 8 episodios: 1 en mayo, 2 en junio, 3 en julio, 1 en agosto y 1 en septiembre.

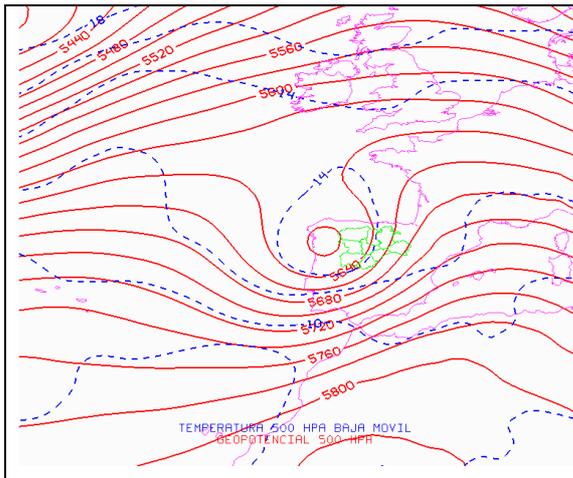


Fig 88 Geopotencial y Temperatura promedio en 500 hPa a las 12 UTC (isohipsas de 20 en 20 mgp, isotermas de 2en 2°C)

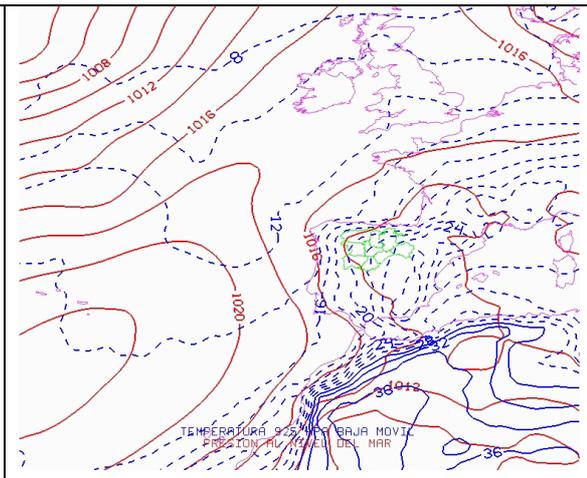


Fig 89 Presión reducida al nivel del mar (2 en 2 hPa) y temperatura en 925 hPa (2 en 2°C) a las 12 UTC

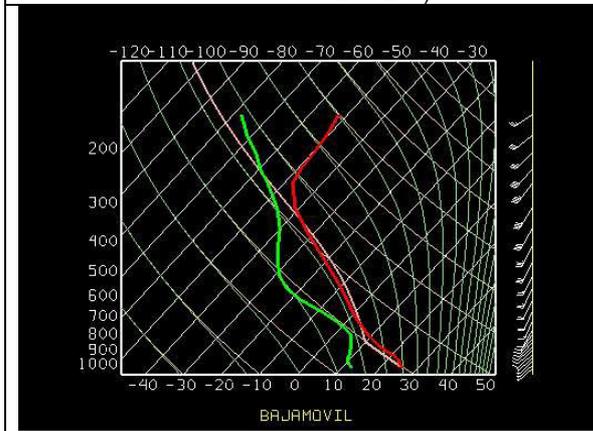


Fig 90 Sondeo medio (diagrama oblicuo) en 41.5°N 5°W a las 12 UTC. En rojo, curva de estado, en verde, curva de humedad. En blanco, evolución adiabática. Vientos en m/s

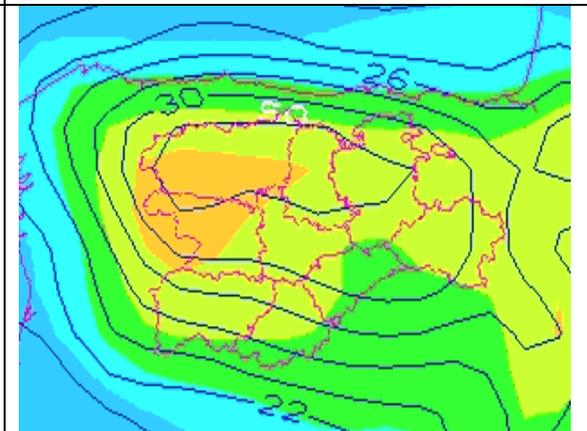


Fig 91 Índices TT (sombreado: verde 48-50; amarillo 50-52; naranja 52-54) y K (isolineas de 2 en 2) a las 12 UTC.

La densidad máxima de rayos oscila entre 0.4 y 2 rayos/km². En el mapa de 500 hPa promedio (fig. 88), se refleja la situación de la baja a las 12 UTC, centrada en Castilla y León ligeramente escorada al oeste, con su núcleo frío de -14°C ocupando gran parte de la región, aunque la posición media a las 18 UTC es bastante más hacia el este. Es significativo el desplazamiento rápido de la baja en altura, debido a la presencia de un chorro medio de entrada del WSW entre 60 y 90 kt. En niveles bajos (fig. 89), observamos la alta térmica en 925 hPa en el este peninsular, extendiéndose en dorsal hacia el NW, con centro de bajas presiones relativas en el E peninsular.

En el pseudosondeo medio a las 12 UTC (fig. 90) podemos observar cómo el flujo a todos los niveles es del tercer cuadrante, con moderada cizalladura. En niveles bajos, es significativa la presencia de moderada humedad. Existe inestabilidad condicional, con una CAPE moderada de 341 J/kg y una CIN relativamente pequeña: 127 J/kg. Los índices de

inestabilidad (fig. 91) son altos, superiores a 50 el TT, con un máximo de 52 en el NW. De forma similar, el índice K tiene un valor promedio de 30, con un máximo de 32 en el tercio norte y un mínimo de 26-28 en el SW.

La distribución horaria y espacial de los rayos es variable a lo largo del día, con un porcentaje de rayos positivos que oscila entre el 6% y el 20%. En algunos casos se observa el patrón de que las primeras descargas son en zonas de montaña, generalizándose posteriormente las tormentas a toda la región. Pero en general el forzamiento dinámico predomina sobre el forzamiento orográfico-térmico, por lo que las tormentas se producen a lo largo de todo el día, de hecho, en varios casos, el máximo de rayos es de madrugada, y la distribución espacial no se ajusta en general tanto a la orografía. El máximo horario de rayos se produce entre las 5 UTC y las 20 UTC, oscilando entre 500 y 2500 rayos por hora. Es significativo que en dos casos el máximo horario fue a las 5 UTC (fig. 93) y en otro a las 6 UTC. Tampoco es habitual que el máximo absoluto, 2428 rayos en 1 hora, se produjera a las 20 UTC (fig. 92). La densidad oscila entre 0.4 y 2 rayos /km², con valor medio de 0.8 rayos/km². En general se observa bastante grado de organización de las células, en forma de línea de turbonada en unos casos o agrupamientos multicelulares en otros.

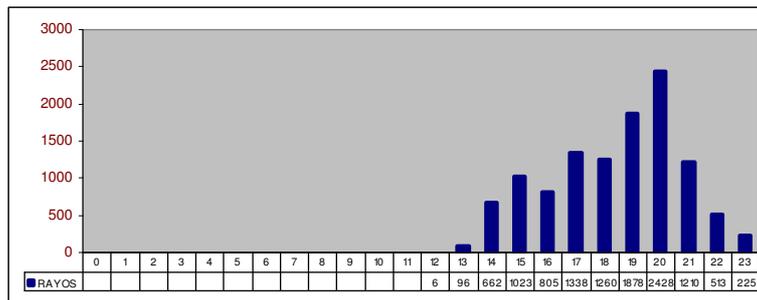


Fig 92. Distribución horaria del número de rayos del día 18/06/2004

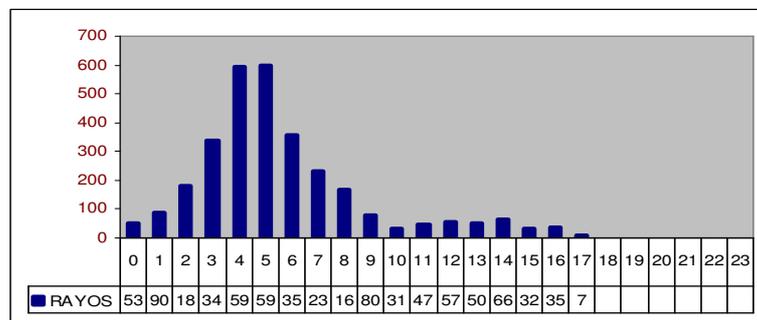


Fig 93. Distribución horaria del número de rayos del día 24/06/2003

En cuanto a efectos en superficie, el paso de la borrasca provoca que las precipitaciones sean significativas, oscilando las cantidades máximas recogidas en 24 horas entre 27 y 78 mm, y en un caso se ha registrado viento superior a 80 km/hora. En las

estaciones automáticas, se registraron valores puntualmente muy fuertes, como en el episodio del 01/09/2010, en que varias estaciones superaron los 10 mm en 10 minutos (intensidad de 60 mm/hora), registrándose en Bañobárez (Salamanca) 41.8 mm en 1 hora. El número de estaciones que han registrado granizo oscila entre 4 y 43 para cada episodio, destacando el día 24/06/2003, donde el granizo fue generalizado afectando a 42 observatorios y con granizo observado de tipo garbanzo. Otro día también se registro granizo tamaño garbanzo, y en el episodio 22/07/2002 en una estación se observó granizo tamaño cereza.

Respecto a los parámetros meteorológicos característicos, obtenidos de la base de datos ERA-INTERIM y calculados a las 12 UTC en el punto 41.5°N 5°W así como de la red de observación, los valores medios son los siguientes:

La proporción de mezcla media en 925 hPa, oscila en valor máximo entre 8 gr/kg y 12 gr/kg. Las temperaturas máximas en 925 hPa, oscilan entre 18°C y 26°C. La temperatura potencial equivalente máxima oscila entre 314 K y 334 K. En 850 hPa la temperatura máxima oscila entre 10°C y 20°C, y en 500 hPa, entre -12°C y -18°C. El calentamiento en superficie no es tan determinante frente al forzamiento dinámico, alcanzándose temperaturas máximas en los observatorios que oscilan entre 22°C y 31°C. El índice TT oscila entre 46 y 55, el índice K entre 21 y 40. El índice Lifted en general es negativo, aunque en dos casos es positivo. Los pseudosondeos a las 12 UTC, son estables en cuatro casos, en los otros cuatro casos la CAPE oscila entre 500 y 1300 J/kg, con pequeña CIN. El índice VT modificado (diferencia de temperatura entre 925 hPa y 500 hPa) oscila entre 33 y 40. Los geopotenciales en 500 hPa oscilan entre 5580 mgp y 5680 mgp, con viento variable en niveles medios-bajos en función de la posición de la baja a las 12 UTC, cuyo centro atraviesa Castilla y León o sus proximidades desde el tercer ó cuarto cuadrante. En 500 hPa el viento está comprendido entre los 180° y 220°, con intensidades entre 4 y 26 m/s. La cizalladura 0-6 km es en la mayoría de los casos intensa, en tres ocasiones próxima a los 20 m/s.

Teniendo en cuenta el píxel de mayor densidad de rayos de cada episodio (tabla 9), observamos que la CAPE es bastante variable, con dos episodios de valor reducido y otros sin embargo con un alto valor, superando en una ocasión los 2000 J/kg. La intensidad máxima de rayos oscila entre 4 y 10 rayos en 1 minuto y entre 9 y 36 rayos en 5 minutos. Se dan algunos casos de echotops inferiores a 10 km, indicando una tropopausa baja debido a las condiciones dinámicas de niveles medios y altos, aunque en un episodio los echotops llegaron a los 18 km, tratándose por tanto de convección muy profunda.

EPI	Capedens	cindens	hora	Intensidad max. 1 min.	Intensidad max. 5 min	echotop
3	1139	144	12	4	11	10-12
6	287	107	12	6	16	10-12
14	618	95	12	4	9	8.5-10
24	750	327	0	4	12	16-18
27	1128	204	6	5	20	12-14
35	68	263	12	10	36	12-14
50	2110	2	12	6	20	10-12
73	1364	14	12	4	13	10-12
MED	933	144.5		5.4	17.1	

Tabla 9 Leyenda: capedens (cape calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); cindens (cin calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); hora (hora UTC del cálculo de la CAPE y CIN, Intensidad máxima en 1 minuto (rayos/minuto), Intensidad máxima en 5 minutos (rayos/minuto), altura de echotop en km)

La densidad de rayos, es significativa en el norte y franja central meridiana, siendo escasa en el este (fig. 94)

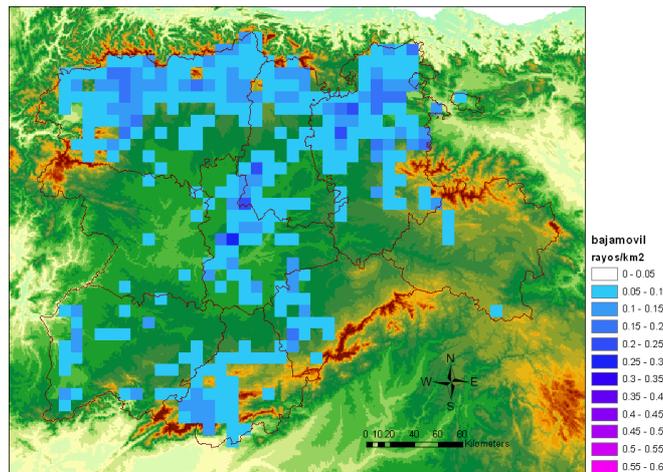
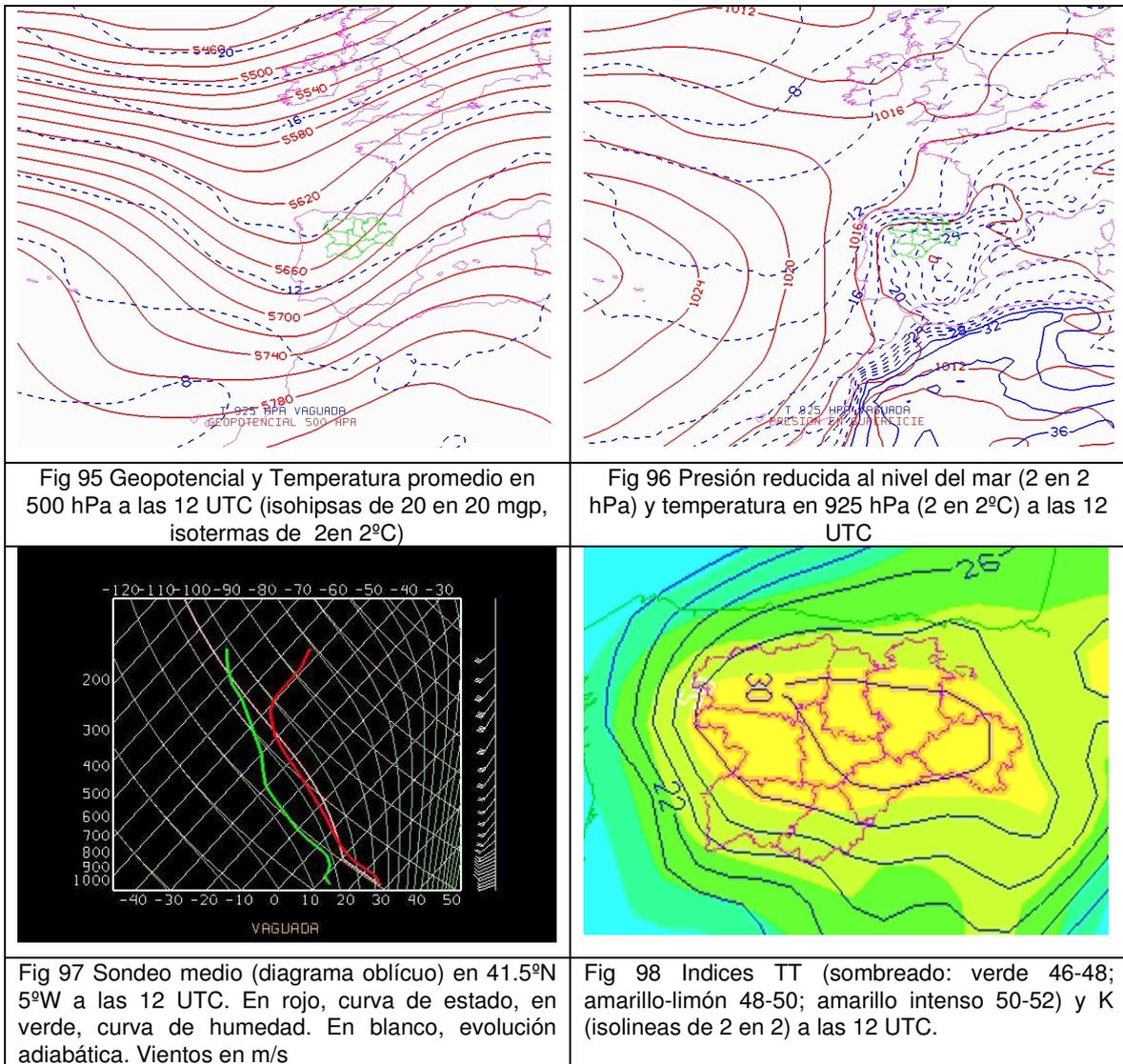


Fig 94. Densidad de rayos grupo baja móvil

3.2.3.5 Vaguada

En este cluster agrupamos aquellas configuraciones en 500 hPa que comprenden vaguadas que cruzan la región. En general son vaguadas de onda corta (*“Short Wave Troughs”*), aunque algún caso se podría considerar como vaguada sinóptica. En bastantes casos, estas vaguadas se encuentran dentro del proceso de formación de una baja desprendida de la circulación zonal (*“cut-off low”*), en sus fases iniciales, o incluso a las 18 UTC

han evolucionado completamente a una “cut-off low”. Respecto a la longitud de onda de las vaguadas, también es variable, así como el gradiente de isohipsas.



El grupo lo forman 12 Casos: uno en mayo, 2 en junio, 4 en julio, 3 en agosto y 2 en septiembre. La densidad máxima de rayos es en general débil, oscilando entre 0.4 y 1.7 rayos/km². En el mapa de campos medios en 500 hPa (fig. 95) se refleja la situación de la vaguada a las 12 UTC, con eje meridiano sobre las costas de Portugal. La vaguada térmica se encuentra en fase con la de geopotencial, con la isoterma de -12°C abarcando la región. En niveles bajos (fig. 96), se observa la dorsal térmica en 925 hPa, con eje SE-NW, con un centro de bajas presiones relativas en el SE peninsular. Se aprecia un mayor gradiente de isotermas en el N, correspondiendo con la presencia de frentes y pseudofrentes atlánticos asociados a las vaguadas. En el sondeo medio a las 12 UTC (fig. 97) podemos observar el flujo a todos los niveles del tercer cuadrante, con moderada cizalladura. En niveles bajos, hay presencia de moderada humedad. Existe inestabilidad condicional, con una CAPE moderada de 509 J/kg y

una CIN relativamente pequeña: 125 J/kg. Los índices de inestabilidad (fig. 98) son altos, superiores a 50 el TT y a 30 el K en la franja central de la región, disminuyendo hacia el norte y el sur.

En cuanto a la velocidad de desplazamiento de la vaguada es en general rápido, en algunos casos un chorro en niveles medios-altos entre 60 y 90 kt desplaza muy rápidamente la perturbación, aunque en otros, el desplazamiento es más lento. La densidad de rayos oscila entre 0.3 y 1.7 rayos/km², con valor medio de 1. La distribución horaria de los rayos está condicionada por la intensidad y momento horario del máximo forzamiento dinámico (advección diferencial de vorticidad). En algunos casos, éste último es débil, por lo que se observan patrones similares a las tormentas de calor. El porcentaje de rayos positivos oscila entre el 5% y el 32%. Se observan tres grupos en cuanto a la hora con máximo número de rayos: de madrugada (2 casos), tarde (9 casos, de los cuales en dos el máximo es a las 19) y noche (1), oscilando entre 289 rayos por hora, y 2083 rayos por hora (coincidiendo con uno de los casos de madrugada). Esto da idea del forzamiento dinámico que predomina frente al efecto del calentamiento diurno. La distribución en ocasiones es bimodal, con dos máximos de rayos, uno de madrugada y otro por la tarde (fig. 100), aunque en otros casos el efecto dinámico prevalece, con rayos prácticamente sólo en la primera mitad del día correspondiendo al paso de la vaguada (fig. 99). En algunos casos, la convección viene ya organizada o pre-organizada con la llegada de líneas de inestabilidad o pseudofrentes, que atendiendo a las características mesoescalares de la zona de estudio realzan la convección.

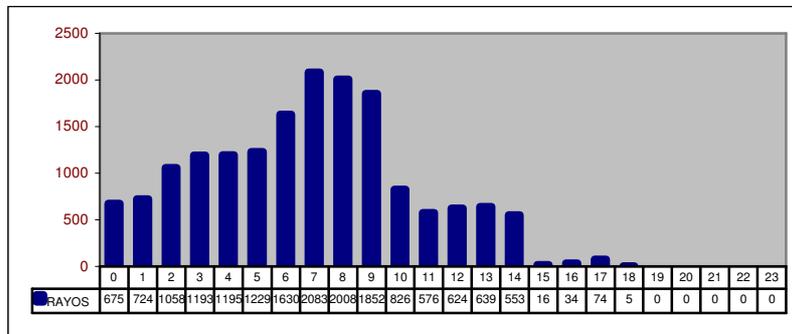


Fig 99. Distribución horaria del número de rayos 11/09/2000

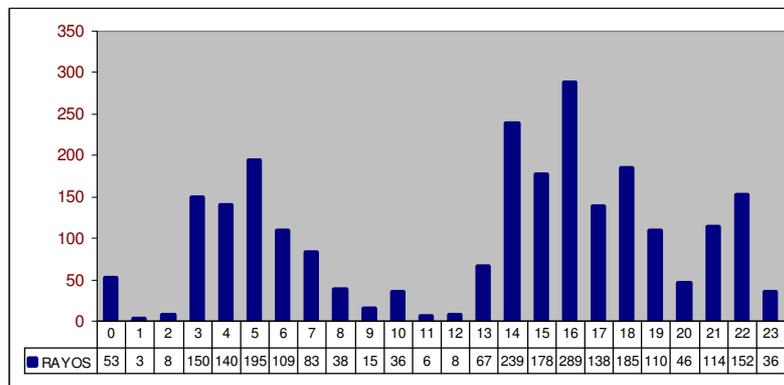


Fig 100. Distribución horaria del número de rayos 23/08/2002

En cuanto a los efectos en superficie, en todos los casos se ha registrado granizo en al menos 2 estaciones, hubo dos casos con granizo tipo garbanzo, uno tipo cereza y otro tipo nuez (20/05/2007). Destaca el episodio del 23/06/2008, en que hubo 32 estaciones que registraron granizo (una de ellas de tipo garbanzo). Las precipitaciones máximas acumuladas en 24 horas oscilaron entre 23 y 90 mm, destacando el día 23/06/2008 en que se recogieron 30.5 mm en 1 hora en Salamanca/Observatorio, y 22 mm en 1 hora en Fuentesauco. Se superaron los 10 mm en 10 minutos también en otros dos episodios, el 20/05/2007, con 10 mm en 10 minutos en Vitigudino y 21.3 mm en 1 hora en Belorado y el 08/07/2002, con 14.7 mm en 10 minutos en Lagunas de Somoza. Respecto al viento, el día 20/05/2007 se alcanzaron los 89 km/h en Aranda de Duero, pero sin duda destaca el día 23/6/2008 en que se superaron los 80 km/h en las siguientes estaciones: Fuentesauco (Zamora): 98 km/h, Matacán (Salamanca) 89 km/h; Barco de Avila (Avila) 82 km/h; y Candeleda (Avila) 80 km/h.

Respecto a los parámetros meteorológicos característicos, obtenidos de la base de datos ERA-INTERIM y calculados en el punto 41.5°N 5°W así como de la red de observación, los valores medios son los siguientes:

Las temperaturas máximas en 925 hPa, oscilan entre 20°C y 26°C. La temperatura potencial equivalente máxima oscila entre 322 K y 332 K. En 850 hPa la temperatura máxima oscila entre 14°C y 20°C, y en 500 hPa, entre -12°C y -16°C. El calentamiento en superficie no es tan determinante frente al forzamiento dinámico, alcanzándose temperaturas máximas en los observatorios que oscilan entre 22°C y 32°C, aunque existen tres episodios con máximas que llegaron en algunos puntos a los 34°C. Los geopotenciales a las 12 UTC en 500 hPa oscilan entre 5640 mgp y 5720 mgp, con viento variable en niveles medios-bajos en función de la posición y características de la vaguada a las 12 UTC, cuyo eje, en general meridiano, atraviesa Castilla y León o sus proximidades desde el oeste peninsular. En 500 hPa el viento está comprendido entre los 180° y 250°, con intensidades entre 6 y 23 m/s. Los índices de inestabilidad oscilan entre 47 y 53 (índice TT) y entre 24 y 36 (índice K). El índice LI es negativo en todos los casos excepto en 3 en que es nulo. La CAPE a las 12 UTC oscila entre 250 y 1500 J/kg, con la salvedad de los 3 casos anteriores. El índice VT oscila entre 31 y 40, y la temperatura potencial equivalente entre 322 K y 332 K. La proporción de mezcla oscila entre 10 y 12 gr/kg. La cizalladura 0-6 km, correspondiendo con la circulación asociada a la vaguada es en general moderada-alta, entorno a 15 m/s ó superior en 4 casos, y valores entorno a 7 m/s en los otros casos.

Teniendo en cuenta el píxel de mayor densidad de rayos de cada episodio (tabla 10), observamos que la CAPE es bastante variable, con varios episodios de valor reducido y otros sin embargo con un valor moderado-alto. La intensidad máxima de rayos oscila entre 3 y 10 rayos en 1 minuto y entre 6 y 29 rayos en 5 minutos. La altura de los echotops oscila entre 8.5 y 18 km, predominando alturas medias entre 10 y 14 km.

EPI	capedens	cinmax	hora	ray 1 min	ray 5 min	ecotop
4	1059	108	12	4	13	8.5-10
5	426	95	12	4	14	8.5-10
13	1237	129	12	4	18	8.5-10
17	1118	113	12	3	9	14-16
26	1447	109	12	3	6	12-14
31	1620	2	12	10	29	10-12
36	406	38	12	3	9	10-12
49	941	73	12	5	22	12-14
56	1488	26	12	6	17	12-14
61	936	30	12	5	16	12-12
65	183	199	12	6	23	16-18
69	737	162	12	7	26	14-16
MEDIA	966.5	90.3		5	16.8	

Tabla 10 Leyenda: capedens (cape calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); cindens (cin calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); hora (hora UTC del cálculo de la CAPE y CIN, Intensidad máxima en 1 minuto (rayos/minuto), Intensidad máxima en 5 minutos (rayos/minuto), altura de echotop en km)

La densidad de rayos (fig. 101), es significativa en el tercio norte de la región.

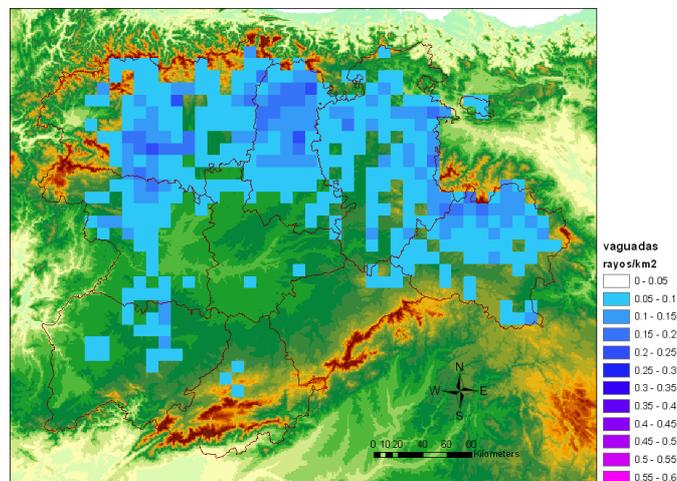
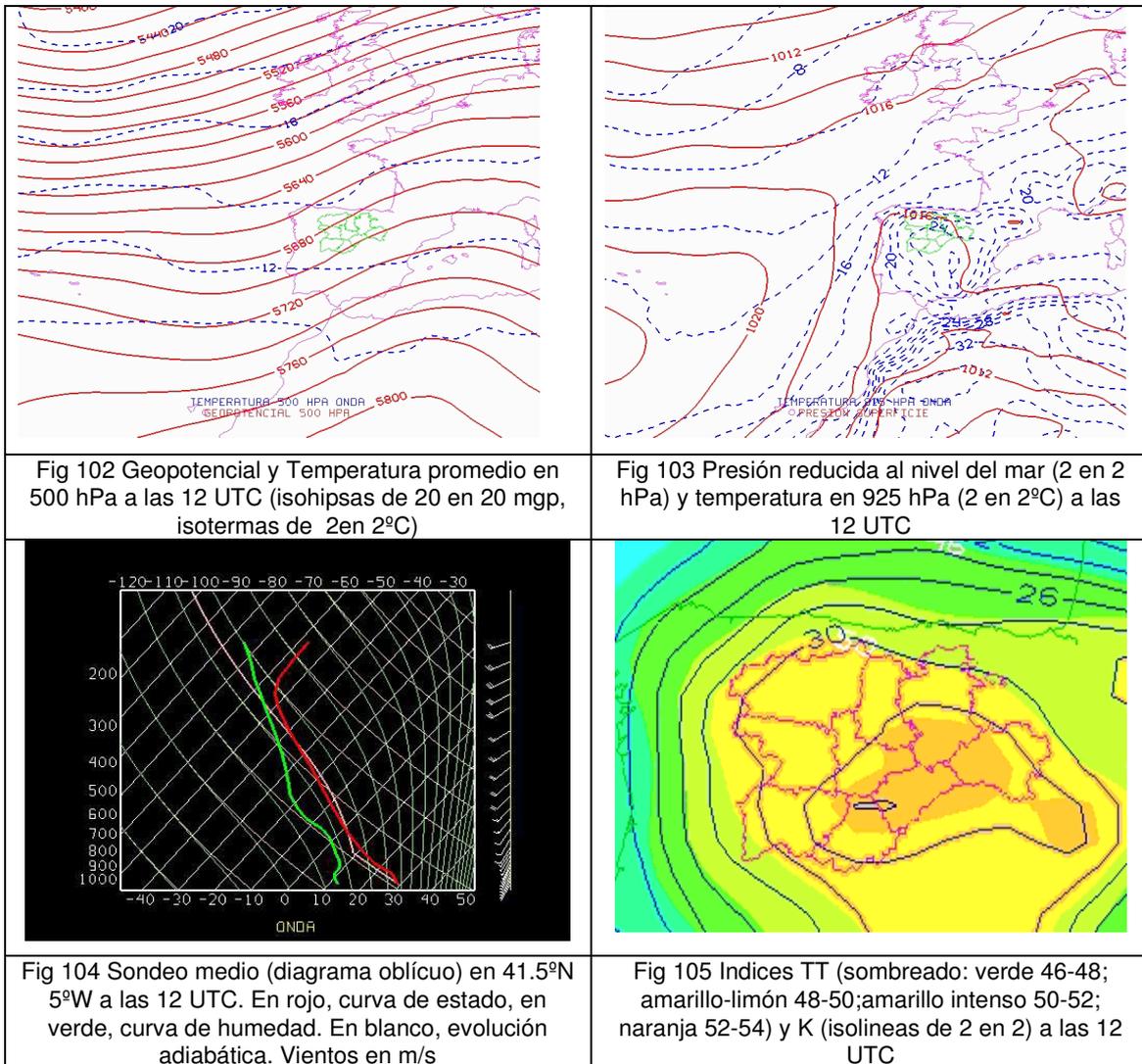


Fig 101. Densidad de rayos grupo vaguada

3.2.3.6 Ondas

En este cluster incluimos aquellas situaciones con pequeñas ondulaciones de geopotencial en 500 hPa, en general asociadas a vaguadas térmicas, que no tienen entidad suficiente para ser consideradas vaguadas. En algunos casos, la vaguada sí está más marcada en el campo de geopotencial de 300 hPa. Existen dos grupos principales, las asociadas al flujo delantero de una gran dorsal sinóptica y que socavan ligeramente ésta, y las incluidas dentro del flujo de salida de una vaguada de mayor longitud de onda o de escala sinóptica. Se trata

del cluster con mayor número de casos: 18, distribuidos de la siguiente forma: 3 en mayo, 3 en junio, 4 en julio (2 consecutivos), 3 en agosto y 5 en septiembre.



En los mapas que reflejan los campos medios en 500 hPa a las 12 UTC (fig. 102) se observa la fuerte baroclinidad debida a la posición relativa de la ondas térmica y la onda dinámica, existiendo desfase entre ambas ondulaciones. Al presentar las ondas menor amplitud que las vaguadas, los campos medios representan pequeñas ondulaciones. La isoterma de -12°C cubre la región. En niveles bajos (fig. 103), observamos la dorsal térmica en 925 hPa, con eje SE-NW, con centro de bajas presiones relativas en el S peninsular. En el pseudosondeo medio a las 12 UTC (fig. 104) podemos observar el flujo a todos los niveles del tercer cuadrante, con moderada cizalladura, pero con intensidad del viento bastante inferior a los casos de baja y vaguada. En niveles bajos, la humedad es moderada. Existe inestabilidad condicional, con una CAPE moderada de 295 J/kg y una CIN relativamente moderada: 167 J/kg . Los índices de inestabilidad son altos (fig. 105), superiores a 50 el TT y a 30 el K, siendo el máximo en el SE de la región, con valores de 52 y 32 respectivamente.

En cuanto a la velocidad de desplazamiento es muy variable, no se observan corrientes en chorro en niveles altos, aunque dadas las reducidas dimensiones de las perturbaciones son fácilmente desplazables por flujos más débiles y más zonales que en los casos de las profundas vaguadas, en los que además en general el flujo es más meridiano. En cuanto a la distribución horaria de rayos, predomina el efecto del calentamiento diurno, es decir, con el máximo a partir del mediodía. Sin embargo, al igual que en el caso de las vaguadas y bajas móviles, en 6 casos está condicionada por la intensidad y momento horario del forzamiento dinámico, que aunque menos intenso que en vaguadas y bajas, sin duda tiene un carácter organizador como mecanismo de disparo. La densidad máxima de rayos es variable para cada episodio, oscilando entre 0.31 y 2.2 rayos/km², con valor medio de 1. El porcentaje de rayos positivos oscila entre el 3% y el 32%, siendo el grupo más heterogéneo. Se observan cuatro grupos en cuanto a la hora con máximo número de rayos: de madrugada (2 casos), de mañana (1 caso), de tarde (14 casos, de los cuales en uno el máximo es a las 19 UTC) y de noche (1), oscilando entre 349 rayos por hora y 1164 rayos por hora. Además del patrón clásico de tormenta de calor, la distribución en ocasiones es bimodal, con dos máximos de rayos, uno por la mañana y otro por la tarde (figuras 106 y 107).

Respecto a los efectos en superficie, en todos los casos se ha registrado granizo en al menos 1 estación, destacando los episodios del 01/06/2000 y del 19/05/07, en que hubo 40 estaciones que registraron granizo, otros dos episodios en que se registró granizo de tamaño garbanzo y otros dos más en que el granizo fue de tipo cereza y de tipo nuez (20/06/2005). En 4 episodios se registraron valores superiores a 10 mm en 10 minutos, que suponen intensidades horarias extrapoladas de 60 mm en 1 hora. El 17/07/2000 se recogieron 40 mm en 1 hora en Soria, 16.8 de ellos en tan sólo 10 minutos. En Salamanca se recogieron 21.5 mm en 1 hora el día 17/09/2007, siendo la cantidad máxima en 10 minutos de 17.6 mm. Intensidades que superaron los 10 mm en 10 minutos también se dieron en otros observatorios. El 09/09/2008 también hubo precipitaciones superiores a 10 mm en 10 minutos en varias estaciones. Las precipitaciones máximas acumuladas en 24 horas oscilaron entre 23 y 77 mm. Respecto al viento, el día 09/09/2008 se superaron los 80 km/h en la Pinilla y Cervera de Pisuerga, y hubo otros dos días con viento superior a 80 km/h en al menos una estación.

En cuanto a los parámetros meteorológicos característicos, obtenidos de la base de datos ERA-INTERIM y calculados a las 12 UTC en el punto 41.5°N 5°W así como de la red de observación, sus valores medios son los siguientes:

Los geopotenciales a las 12 UTC en 500 hPa presentan gran variabilidad, oscilando entre 5580 mgp en ondas asociadas a profundas vaguadas y 5760 mgp en ondas que resbalan socavando la parte delantera de una dorsal, con viento variable en niveles medios-bajos en función de la posición y características de la onda a las 12 UTC, cuyo eje de geopotencial o

temperatura, meridiano u orientado en dirección NW-SE, atraviesa Castilla y León o sus proximidades desde el oeste peninsular. En 500 hPa el viento está comprendido entre los 170° y 250°, con intensidades entre 4 y 19 m/s. Los índices de inestabilidad oscilan entre 47 y 57 (índice TT) y entre 19 y 37 (índice K); el índice LI es negativo en todos los casos excepto en 6. La CAPE a las 12 UTC oscila entre 0 y 1200 J/kg. El índice VT oscila entre 34 y 43, y la temperatura potencial equivalente máxima en 850 hPa oscila entre 322 K y 336 K. La proporción de mezcla oscila entre 8 y 12 gr/kg. En 850 hPa la temperatura máxima oscila entre 12°C y 22°C, y en 500 hPa, entre -10°C y -18°C. El calentamiento en superficie no es tan determinante frente al forzamiento dinámico, aunque se observan dos grupos, días relativamente frescos con máximas inferiores a 32°C (10 casos) y otros casos con máximas que superan este valor, llegando en algunos casos a los 36°C. La cizalladura 0-6 km, es en general moderada, superior a 7 m/s excepto en 4 casos, con un caso con valor superior a 15.

EPI	capedens	cinmax	hora	ray 1 min	ray 5 min	Ecotop
1	778	110	12	2	4	N/A
12	1078	109	12	5	18	12-14
16	1053	85	12	11	32	14-16
20	1421	67	12	5	16	10-12
21	972	50	12	4	6	N/A
37	240	224	18	6	20	10-12
38	1450	98	12	5	16	10-12
39	2496	59	12	4	13	10-12
45	459	223	12	9	31	14-16
47	876	100	12	3	10	8.5-10
48	395	46	12	10	42	12-14
55	391	209	12	7	19	12-14
59	1790	132	12	6	20	12-14
68	843	29	12	3	11	12-14
70	387	129	00	5	13	N/A
2	1129	105	12	4	12	N/A
15	336	248	12	7	26	8.5-10
60	572	51	12	5	13	10-12
MEDIA	925.9	115.2		5.6	17.9	

Tabla 11 Leyenda: capedens (cape calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); cindens (cin calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio en J/kg); hora (hora UTC del cálculo de la CAPE y CIN, Intensidad máxima en 1 minuto (rayos/minuto), Intensidad máxima en 5 minutos (rayos/minuto), altura de echotop en km) N/A- No disponible

Teniendo en cuenta el píxel de mayor densidad de rayos de cada episodio (tabla 11), observamos que la CAPE es bastante variable, con varios episodios de valor reducido y otros sin embargo con un valor muy alto, llegando en un caso a casi 2500 J/kg. La intensidad máxima de rayos oscila entre 2 y 11 rayos en 1 minuto y entre 4 y 42 rayos en 5 minutos. La altura de los echotops oscila entre 8.5 y 16 km, predominando alturas medias entre 10 y 14 km.

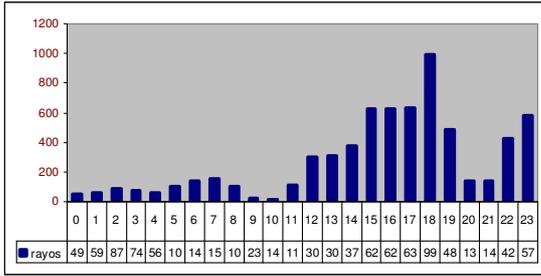


Fig 106 Distribución horaria del número de rayos del día 19/05/2007

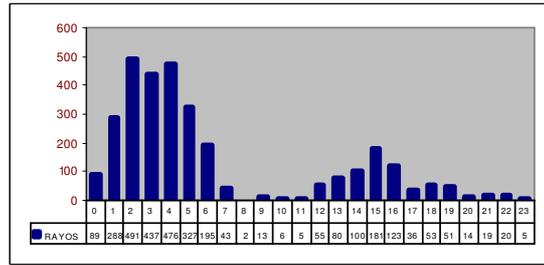


Fig 107 Distribución horaria del número de rayos del día 09/09/2008

La densidad de rayos, relativamente débil, se centra en el este y tercio norte de la región (fig. 108)

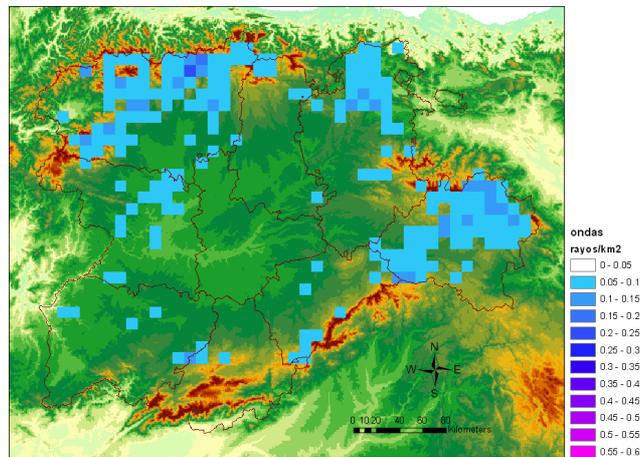


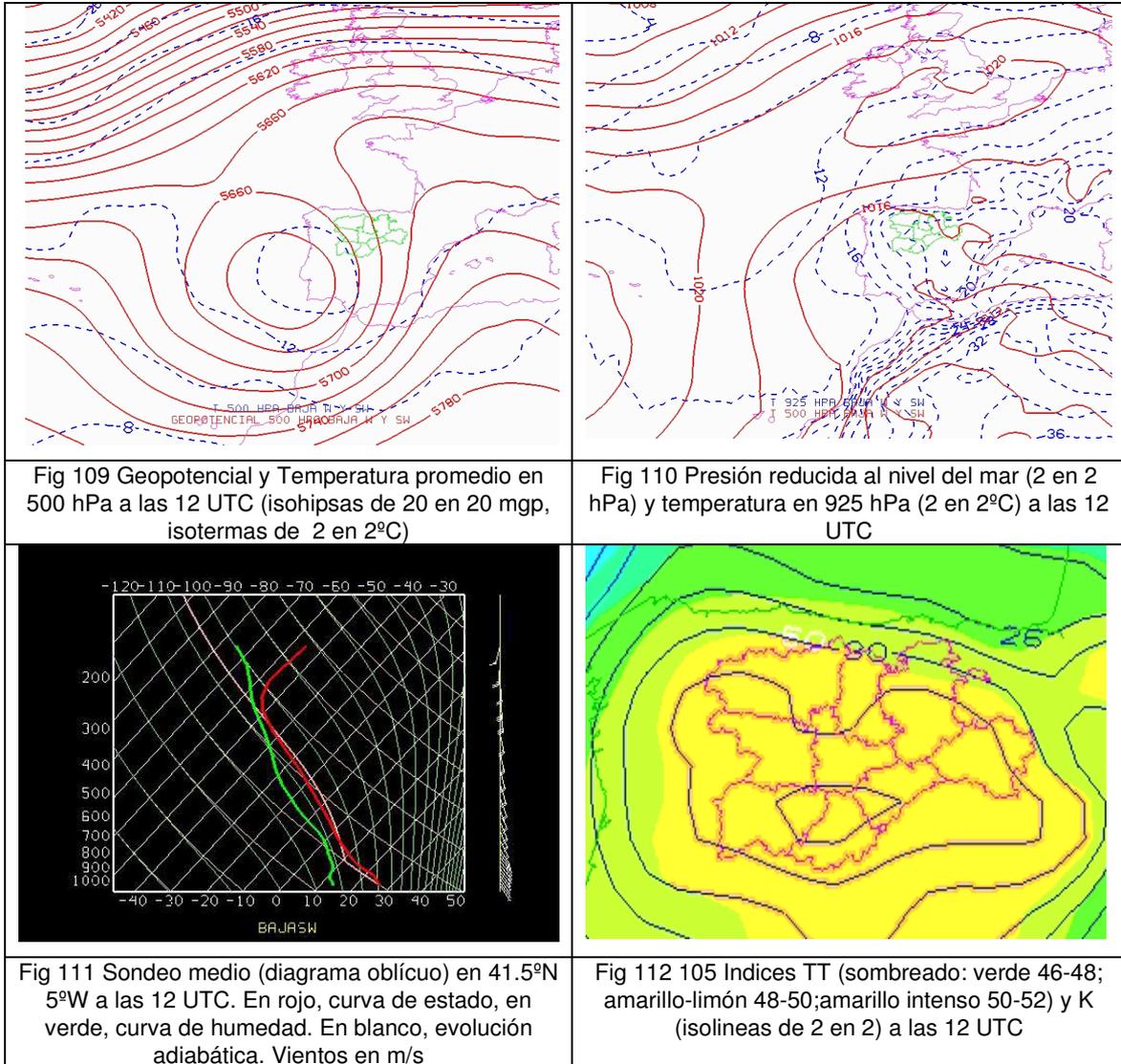
Fig 108 Densidad de rayos grupo ondas

3.2.3.7 Baja SW Y W

En este cluster agrupamos aquellas configuraciones en 500 hPa que comprenden bajas cerradas cuyo centro no se encuentra en la región, sino a cierta distancia, variable según los casos. Son estacionarias o cuasi-estacionarias, y varían en cuanto a su intensidad, desde bajas profundas a otras bajas con escasa circulación. Excepto en dos casos, las bajas tienen su centro en el Golfo de San Vicente y proximidades.

Se presentan 12 Casos: 4 en mayo (dos consecutivos), 3 en junio, 3 en agosto y 2 en septiembre. En el mapa de 500 hPa que corresponde a los campos medios de geopotencial y temperatura (fig. 109), se refleja la situación de la baja a las 12 UTC, centrada sobre el oeste de Lisboa, con su núcleo frío de -14°C ocupando el SW de la región. En niveles bajos (fig. 110), observamos la dorsal térmica en 925 hPa, con eje más zonal que en los otros casos. El centro de bajas presiones relativas se encuentra en el S peninsular. En el pseudosondeo medio a las 12 UTC (fig. 111) podemos observar el flujo del segundo cuadrante, con débil cizalladura. En niveles bajos, moderada humedad. Existe inestabilidad condicional, con una CAPE

moderada de 407 J/kg y una CIN relativamente pequeña: 126 J/kg. Los índices de inestabilidad (fig. 112) son altos, superiores a 50 el TT. De forma similar, el índice K tiene un valor promedio de 30, aunque con un máximo de 34 en el sur de la región.



La densidad máxima de rayos es variable, oscilando entre 0.4 y 2 rayos/km², con valor medio de 0.8 rayos/km². El porcentaje de rayos positivos oscila entre el 5% y el 16%. Se observan dos grupos en cuanto a la hora con máximo número de rayos: de madrugada o noche (4 casos) y de tarde (8 casos, de los cuales en dos el máximo es a las 19 UTC), oscilando entre 301 rayos por hora y 1356 rayos por hora. Esto da idea de que en algunos casos, el forzamiento dinámico o la organización de las tormentas predomina frente al efecto del calentamiento diurno, existiendo convección importante en horas sin calentamiento solar (fig. 114). La distribución en ocasiones es sinusoidal, con varios máximos (fig. 113). En algunos casos, la convección viene ya organizada o pre-organizada con la llegada de líneas de

inestabilidad o pseudofrentes asociados al centro de la baja, que atendiendo a las características mesoescalares de la zona de estudio realzan la convección.

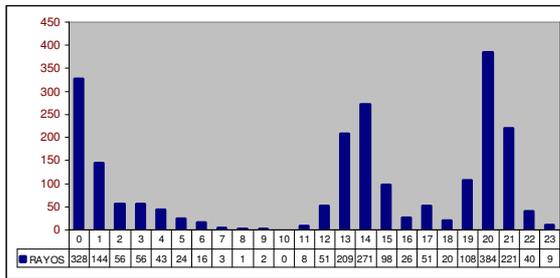


Fig 113. Distribución horaria del número de rayos del día 25/06/2010

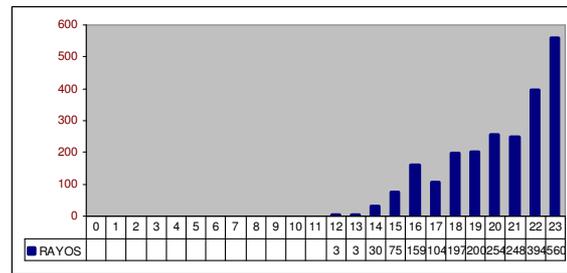


Fig 114. Distribución horaria del número de rayos del día 27/08/2001

Respecto a los efectos en superficie, en todos los casos, excepto en uno, se ha registrado granizo en al menos 4 estaciones, destacando el episodio del 24/05/2007, en que hubo 37 estaciones que registraron granizo, en otros dos episodios se superaron las 25 estaciones con granizo y en otro episodio se registró granizo de tamaño garbanzo. Las precipitaciones recogidas, en algunos casos son importantes, oscilando entre los 36 y 100 mm. El día 07/06/2004 se recogieron 36.5 mm en 1 hora en Burgos, de los cuales 21.1 mm fueron en 10 minutos. Son varios los días en que se supera ese umbral de 10 mm en 10 minutos, destacando el día 25/08/2007 en que se superó en al menos 4 estaciones, destacando León, con 18 mm en 10 minutos. Ese mismo día se recogieron 31 mm en 1 hora en Navarredonda. Los vientos superaron los 80 km/h el día 22/05/2007, con rachas de 85 km/h en Segovia y Lagunas de Somoza. El día 25/08/2007 se alcanzaron 86 km/h en Villanubla y 82 km/h en Segovia. El día 09/06/2007 se alcanzaron los 81 km/h en La Pinilla.

En cuanto a los parámetros meteorológicos característicos, obtenidos de la base de datos ERA-INTERIM y calculados en el punto 41.5°N 5°W a las 12 UTC así como de la red de observación, los valores medios son los siguientes:

Los geopotenciales en 500 hPa oscilan entre 5570 y 5720 mgp, con viento en general moderado, excepto en los casos de bajas poco profundas. En 500 hPa el viento está comprendido entre los 110° y 210°, con intensidades entre 2 y 22 m/s. En algunos casos se observa difluencia en las isohipsas, lo que supone forzamiento dinámico añadido. Las temperaturas máximas en 925 hPa, oscilan entre 20°C y 28°C. La temperatura potencial equivalente máxima oscila entre 318 K y 330 K. En 850 hPa la temperatura máxima oscila entre 12°C y 20°C, y en 500 hPa, entre -12°C y -18°C. El calentamiento en superficie no es tan determinante frente al forzamiento dinámico, sobre todo en los casos de flujo medio difluente, alcanzándose temperaturas máximas en los observatorios que oscilan entre 24°C y 34°C. Los índices de inestabilidad oscilan entre entre 48 y 54 (índice TT) y entre 27 y 35 (índice K); el índice LI es negativo en 6 casos. La CAPE a las 12 UTC oscila entre 230 y 1060 J/kg, con la

salvedad de 3 casos. El índice VT oscila entre 31 y 40, y la proporción de mezcla oscila entre 8 y 12 gr/kg. La cizalladura 0-6 km, correspondiendo con la circulación asociada a la baja es en general moderada, entorno a 15 m/s o superior en 5 casos, con 3 casos en los que el valor es inferior a 5 m/s. Teniendo en cuenta el píxel de mayor densidad de rayos de cada episodio (tabla 12), observamos que la CAPE es bastante variable, con algún episodio de valor muy reducido y otros sin embargo con un valor alto. La intensidad máxima de rayos oscila entre 4 y 9 rayos en 1 minuto y entre 7 y 30 rayos en 5 minutos. La altura de los echotops oscila entre 8.5 y 16 km, predominando alturas medias entre 10 y 14 km.

EPI	capedens	cinmax	Hora	ray 1 min	ray 5 min	Ecotop
10	1625	88	12	4	14	10-12
11	1176	62	12	4	16	12-14
22	891	135	18*	8	25	14-16
23	1970	62	12	6	21	N/A
34	470	167	12	4	13	8.5-10
40	1852	38	12	9	30	16-18
62	932	91	18	4	9	10-12
63	538	98	12	4	17	12-14
64	646	137	12	3	7	12-14
66	252	144	12	3	12	14-16
67	97	223	12	6	19	12-14
72	1433	141	12	4	14	14-16
MEDIA	990.2	115.5		4.9	16.4	

Tabla 12 Leyenda: capedens (cape calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); cindens (cape calculado en el píxel de mayor densidad de rayos del episodio J/kg); hora (hora UTC del cálculo de la CAPE y CIN, Intensidad máxima en 1 minuto (rayos/minuto), Intensidad máxima en 5 minutos (rayos/minuto), altura de echotop en km) N/A- No disponible

La densidad de rayos, relativamente débil, se centra en el cuadrante NW y en el S de la provincia de Soria, donde se da el máximo (fig. 115).

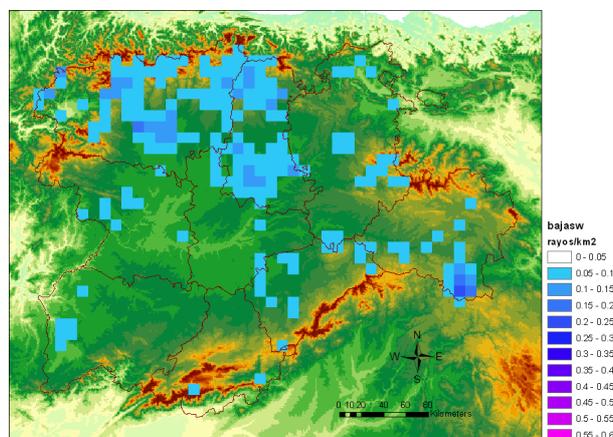


Fig 115. Densidad de rayos grupos baja W y SW

CONCLUSIONES

A pesar de que las investigaciones sobre tormentas y rayos se han venido realizando a lo largo de los últimos 200 años, no ha sido hasta hace poco más de 20 años cuando se han terminado de desarrollar los diferentes sistemas de observación de tormentas, desde el punto de vista radar, satélite y de detección de descargas. Esto ha permitido una intensa investigación y como resultado de la misma, la aparición de los primeros trabajos sobre climatología de rayos y el análisis a microescala de las tormentas.

Este trabajo de Tesis está centrado en la Comunidad Autónoma de Castilla y León y aunque existe una climatología de rayos de toda la península ibérica, iniciada por Rivas y de Pablo hace unos diez años, hay que mencionar que se trata del primer trabajo exhaustivo para esta región sobre un periodo temporal amplio (11 años) y con una resolución a nivel de microescala.

Desde el aspecto de climatología descriptiva podemos resaltar las siguientes conclusiones:

- La variabilidad interanual de rayos es elevada, la distribución mensual presenta un máximo en el mes de Junio, a diferencia del máximo peninsular que se muestra en los meses de Agosto y Septiembre y el carácter de las descargas es altamente episódico. Los 10 días más tormentosos del año recogen más de la mitad de todos los rayos anuales.
- El 94% de los rayos se producen en el periodo de mayo a septiembre. El máximo horario se produce a las 15h UTC y el mínimo a las 9h UTC, basados en el ciclo diurno de la radiación solar, aunque este efecto no se observa en los meses invernales y la densidad de rayos es mayor en las zonas de montaña respecto a las zonas llanas, con excepción del Sistema Central Occidental, donde es relativamente baja y el norte de Burgos, donde es relativamente alta.
- El porcentaje de rayos positivos respecto del total es del 15%, superior al 9% nacional y si se realiza un “filtrado” de rayos positivos de baja intensidad, el porcentaje disminuye al 6%. Los máximos de densidad de rayos positivos (Avila y Burgos) pueden justificarse por efecto de la cizalladura vertical, siendo noviembre el mes con mayor porcentaje de rayos positivos (21%) y septiembre el de menor porcentaje de rayos positivos (9%). Las zonas con mayor densidad de rayos (Cordillera Cantábrica y Sistema Ibérico), tienen curiosamente la menor proporción de rayos positivos.

- El valor medio de multiplicidad de los rayos en Castilla y León es de 1.97 (2.08 para los negativos y 1.15 para los positivos), con más de la mitad de los rayos (58% de ellos) de multiplicidad 1. La multiplicidad máxima se manifiesta en agosto y la mínima en noviembre, siendo además la distribución horaria de características sinusoidales.
- La media (mediana) de la intensidad máxima de la primera descarga es mayor para los rayos positivos 29.9 kA (18.1 kA) que para los negativos, 17.7 kA (13.8 kA). Más del 50% de los rayos positivos tienen intensidad inferior a 15 kA en los meses de Julio y Agosto, por lo que se podría considerar que gran parte de ellos fueran descargas Intra Cloud (IC), y si tenemos en cuenta la intensidad de pico de la primera descarga y la densidad de rayos, la distribución espacial de la intensidad de pico es máxima en el norte y este para las descargas negativas y en el este y sureste para las descargas positivas.
- El número de días de tormenta presenta un máximo en los meses de mayo y junio y el valor medio del número de días de tormentas es de 15 anuales, con el máximo en la provincia de Soria y con valores entorno a 25 tormentas diarias en las zonas de montaña, seguido por las Cordilleras Cantábricas de León y Palencia junto al este del Sistema Central, con valores entorno a 20. El mínimo se presenta en las zonas no montañosas del SW de la región, con valores entorno a 10 tormentas/año. Comparando el número de días de tormenta y la densidad de rayos se puede concluir que las tormentas en la Cordillera Cantábrica son las más eficientes en cuanto a producción de rayos.
- Se observa un incremento de la densidad de rayos con la altitud, excepto en los extremos de la distribución. Respecto al porcentaje de rayos positivos con la altitud, se observa como en general el porcentaje de rayos positivos disminuye con la altitud y la altitud media de los rayos, teniendo en cuenta la época de actividad intensa (abril a octubre), aumenta gradualmente hasta alcanzar su máximo en julio y agosto, decreciendo en adelante, lo cual queda justificado porque la convección estival se desarrolla fundamentalmente en zonas montañosas.
- En Castilla y León, la mayor densidad de rayos se da en espacios abiertos, seguido de zonas de bosques y zonas mineras, y la menor densidad en zonas de cultivos permanentes. Respecto a los rayos positivos, la mayor proporción se presenta en zonas de humedales y la menor proporción en zonas de espacios abiertos y zonas verdes artificiales. Con relación a las características del suelo, la densidad de rayos es alta en terrenos de tipo podzol.

En otro apartado de la Tesis hemos realizado un agrupamiento o clusterización de los episodios analizados que presentaban un mayor número de rayos, obteniendo un total de 73 días que manifestaban más de 2000 rayos/día. Se han identificado y caracterizado 7 grupos o categorías como son Ondas, Vaguadas, Vórtice, Dorsal, Baja móvil, Baja W y SW, Baja CYLE. Estos grupos o cluster corresponden a situaciones sinópticas con inestabilidad térmica y la presencia de una perturbación dinámica en niveles medios-altos, excepto en el caso del tipo “dorsal”. Es importante mencionar que cada episodio singular tiene sus propias características, donde los aspectos microescalares tienen gran importancia y su agrupamiento enmascara muchos aspectos relevantes.

A pesar de esto último, las principales conclusiones que obtenemos del proceso de agrupamiento son:

- El grupo con mayor número de rayos promedio es el denominado Vaguada, con casi 5000 rayos, y el de menos rayos promedio el de Baja SW y W con algo más de 3000 rayos. El porcentaje de rayos positivos respecto del total es menor en el caso de Dorsal, y el más elevado corresponde al caso de Vórtice y la densidad de rayos es máxima en el caso de Dorsal, seguido del caso Vórtice. Esto está justificado por la escasa circulación en niveles medios-altos en el caso de la dorsal y vórtice, que hace que las tormentas tiendan a permanecer estacionarias.
- Las precipitaciones máximas registradas en la red de estaciones es mínima en el caso de Dorsal, como corresponde a las características de dicha situación sinóptica, sin advecciones notables de humedad, siendo máxima en el caso de Baja centrada en CYLE. Las tormentas más generalizadas se dan en el caso de Baja SW y W y las más dispersas en el caso de Dorsal. Y en cuanto a severidad, en el caso de Dorsal no se han registrado indicios de severidad. Respecto al granizo, en los casos de Dorsal y Vórtice se observa de forma mucho más aislada que en el resto, detectándose granizo tamaño nuez en los grupos de Vaguada y Ondas.
- La inestabilidad térmica es menor en el caso de dorsal, donde existe una gran CIN y pequeña CAPE. Sin embargo, la intensidad máxima de rayos en 1 minuto y en 5 minutos se da en los casos de dorsal, siendo estos valores en todos los casos indicativos de severidad. No existe gran diferencia en cuanto a humedad en niveles bajos, y respecto a la inestabilidad térmica, se da fuerte calentamiento en niveles bajos y aire relativamente frío en niveles medios o menor calentamiento en niveles bajos compensado por aire muy frío en niveles medios.

- Los fenómenos adversos asociados a los casos de dorsal y vórtice no son muy notables en superficie; sin embargo, estos episodios son productores de gran cantidad de rayos y además dan lugar a tormentas muy locales, de lento movimiento y con alta densidad y frecuencia de rayos. Desde el punto de vista radar, satélite y las descargas eléctricas, se han identificado tormentas con indicios de severidad importante, algunas con registros en superficie que lo confirman. Sería necesario un análisis episódico individual de los 73 casos analizados e incluso, un análisis individual de las tormentas, para poder avanzar en el análisis microescalar de las tormentas individuales.
- Se ha identificado la existencia de tormentas con topes cálidos, productoras de gran cantidad de rayos. En ese sentido, también se han localizado tormentas con echotops relativamente bajos y sin embargo con gran actividad eléctrica y finalmente los episodios de intensa actividad eléctrica en Castilla y León, corresponden fundamentalmente al desarrollo de tormentas multicelulares ó Sistemas Convectivos Mesoescalares, principalmente líneas de turbonada, existiendo indicios de formación de supercélulas, aunque esto último no puede ser confirmado debido a la ausencia de imágenes doppler que sean capaces de detectar la presencia de un mesovórtice.

Por último y a modo de estudio complementario, en el anexo I ponemos de manifiesto cómo el análisis a microescala realizado permite resaltar la existencia de singularidades atmosféricas, mostrando lugares en donde existe una alta densidad de rayos atípica, como pueden ser los repetidores de TV ubicados en picos montañosos, determinadas configuraciones orográficas prominentes o molinos eólicos y ciudades. Además la utilización de aplicaciones de integración de datos sobre ortofotos, tipo “Google Earth”, pueden ser de gran utilidad a la hora de localizar de forma exacta la posición de los rayos (nunca libres de error de posicionamiento, aunque éste sea pequeño), como intentamos poner de manifiesto en el anexo I.

“Hay medrosos que temen al rayo aún después de haber oído el trueno”

Migajas sentenciosas, Francisco de Quevedo (1580-1645)

BIBLIOGRAFIA

Adamo C, Goodman S, Mugnai A, and Weinman J.A., 2009. Lightning Measurements from Satellites and Significance for Storms in the Mediterranean, ch. 14. Lightning: Principles, Instruments and Applications. Springer.

Adler, R. F. and D. D. Fenn, 1979: Thunderstorm intensity as determined from satellite data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 502–517.

Alexander, G.D., Weinmann, J.A., Karyampudi, V.M., Olson, W.S. and A.C.L. Lee, 1999. The effect of assimilating rain rates derived from satellites and lightning on forecast of the 1993 superstorms, *Mon. Weather Rev.*, **127**, 1433-1457.

Álvarez, e., Espejo F., Cortés F.J., Lafragüeta C. y Serrano, R., 2011. Caracterización sinóptica de los procesos convectivos en el interior del NE peninsular. Nota técnica 3. AEMET.

Antonescu B. and Burcea S, 2010: A Cloud-to-Ground Lightning Climatology for Romania.. *Monthly Weather Review*.**138**. 579-591.

Anyamba, e., Williams e., Susskind J., Fraser-Smith A. And M. Fullekrug, 2000. The manifestation of the Madden-Julian Oscillation in global deep convection and in the Schumann resonance intensity, *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1029–1044.

Arán, M., Peña, J. C., and Torá, M. 2010.: Atmospheric circulation patterns associated with hail events in Lleida (Catalonia), *Atmos.Res.*, in press, doi:10.1016/j.atmosres.2010.10.029, 2010

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

Baba, Y. and Rakov V.A. 2009. Present Understanding of the Lightning Return Stroke. Lightning: Principles, Instruments and Applications. Ed. Springer.

Banta, R.M., 1990. The role of mountains in making clouds. *Meteorol. Monogr.*, **23**, 229-323

Barnes S.L., 1978. Oklahoma thunderstorms on 29-30 April 1970. Part I: Morphology of a tornadic storm. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 673-684

Barnston, A.G., Woodley W. L., Flueck J. A. and Brown, M. H. 1983. The Florida Area Cumulus Experiment'S second phase (FACE-2). Part I: The experimental design, implementation and basic data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1504-1528.

Bartels, D. L., and R. A. Maddox, 1991. Midlevel cyclonic vortices generated by mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 104–118.

Berger, K., Anderson, R.B. and Kroninger, H. 1975. Parameters of lightning flashes. *Electra* 80. 23-37

Betz, H.-D., Schmidt, K., Oettinger, P., and Wirz, M. 2004. Lightning Detection with 3D-Discrimination of Intracloud and Cloud to-Ground Discharges, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11108, doi:10.1029/2004GL019821

Betz, H.-D., Schmidt, K., Fuchs, B., Oettinger, W. P., and Hölller, H. 2007. Cloud Lightning: Detection and Utilization for Total Lightning measured in the VLF/LF Regime, *J. Lightning Research*, **2**, 1–17

- Betz H.D, Schumann, U and Laroche P. (Eds). 2009. Lightning: Principles, Instruments and Applications. Springer.
- Biazar, A.P., McNider, R. T., 1995. Regional estimates of lightning production of nitrogen oxides, *J. Geophys. Res.*, **100**, 22861-22874.
- Bluestein, H.B. and M. Jain, 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Blyth, A. M., Christian, H. J., Driscoll K., Gadian, A. M., Latham, J., 2001. Determination of ice precipitation rates and thunderstorm anvil ice contents from satellite observations of lightning, *Atmos. Res.*, **59–60**, 217– 229.
- Boccippio, D.J., Koshak, W., Blakeslee, R., Driscoll, K., Mach, D., Buechler, D., Boeck, W., Christian, H.J., Goodman, S.J., 2000a. The optical transient detector (OTD), instrument characteristics and cross-sensor validation. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **17**, 441-458
- Boccippio, D.J., Goodman, S.J., Heckman, S., 2000b. Regional differences in tropical lightning distributions, *J. Applied Meteor.*, **39**, 2224-2231.
- Boccippio, D.J., Cummins, K.L., Christian, H.J., Goodman, S. J., 2001. Combined satellite and surface-based estimation of the intracloud-cloud-to-ground lightning ratio over the continental United States. *Mon. Wea. Rev.* **129**, 108-122
- Boccippio, D.J., Petersen, W.A. and D.J. Cecil, 2005. The tropical convective spectrum. I: Archetypal vertical structures. *J. Climate*. **18**,2744-2769, doi:10.1175/JCLI3335.1
- Bond, D.W., Steiger, S., Zhang, R., Tie, X., Orville, R.e., 2002. The importance of NO_x production by lightning in the tropics. *Atmos. Environment*, **36**, 1509-1519.
- Branick and C.A. Doswell, 1992. An observation of the relationship between supercell structure and lightning ground strike polarity. *Weather Forecast.*, **7**, 143–149
- Brook, M., Nakano, M., Krehbiel, P., Takeuti, T., 1982. The electrical structure of Hokuriku winter thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **87**, 1207-1215.
- Brooks, C. e. P.,1925. The distribution of thunderstorms over the globe, *Geophys. Memo.*, **3(24)**, 147– 164
- Browning, K.A., 1977: The structure and mechanism of hailstorms. *Meteor. Monogr.*, **38**, 1-39.
- Burrows, W.R., King, P., Lewis, P.J., Kochtubajda, B., Snyder, B. and Turcotte, V. 2002. Lightning occurrence patterns over Canada and adjacent United States from lightning detection network observations, *Atmosphere-Ocean*, **40**:1, 59-80
- Byers, H.R and R.R. Braham Jr., 1949. The Thunderstorm.U.S. Government Printing Office, Washington, D. C., 287 pp.
- Carey, L. D., and S. A. Rutledge,1998. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm, *J. Geophys. Res.*, **103**(D12), 13,979–14,000, doi:10.1029/97JD02626
- Carey, L. D. and S. A. Rutledge, 2000: The relationship between precipitation and lightning in tropical island convection: A C-band polarimetric radar study. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2687-2710.
- Carey, L. D., S. A. Rutledge, and W. A. Petersen, 2003a: The relationship between severe storm reports and cloud-to-ground lightning polarity in the contiguous United States from 1989 to 1998. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1211-1228

- Carey, L. D., W. A. Petersen, S. A. Rutledge, 2003b. Evolution of Cloud-to-Ground Lightning and Storm Structure in the Spencer, South Dakota, Tornadoic Supercell of 30 May 1998. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1811–1831. doi:<http://dx.doi.org/10.1175//2566.1>
- Carretero Porris, O., Martín León, F., 2004. Modelos conceptuales: Rayos, Servicio de Técnicas y Predicción del INM.
- Cecil, D. J., e. J. Zipser and S. W. Nesbitt, 2002. Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part I: Quantitative description. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 769–784.
- Cecil, D. J., S. J. Goodman, D. J. Boccippio, e. J. Zipser, and S. W. Nesbitt, 2005. Three years of TRMM precipitation features. Part I: Radar, radiometric, and lightning characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 543-566
- Chagnon, S. A. .1992, Temporal and spatial relations between hail and lightning. *J. Appl. Meteor.* **31**,587-604
- Chagnon, S.A., and R.G. Semonin. 1979. Impact of man upon local and regional weather. *Rev. Geophys. Space Phys.* **17**: 1891-1900.
- Cherna, e.V and Stansbury, e.J., 1986. Sferics rate in relation to thunderstorm dimensions, *J. Geophys. Res.*, **91**, 8701-8707.
- Christian, H.J., Blakeslee, R.J., Boccippio, D.J., Boeck, W.L., Buechler, D.e., Driscoll, K.T., Goodman, S.J., Hall, J.M., Koshak, W.J., Mach, D.M., Stewart, M.F., 2003. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, **108**, NO, D1, 4005.
- Chronis T, e. Williams, e. Anagnostou, and W. Petersen, 2007. African Lightning: indicator of tropical Atlantic cyclone formation. *EOS*, **88**, 40..
- Cianos, N. and Pierce, e.T., 1972. A ground-lightning environment for engineering usage Stanford Research Institute, Project 1834. Technical Report 1. Stanford Research Institute, Menlo Park, California, 136 pp.
- Clodman, S., and W. Chisholm, 1996. Lightning flash climatology in the southern Great Lakes region. *Atmos.–Ocean*, **32**, 345–377.
- Colson, D., 1960: High level thunderstorms of July 31-August 1, 1959. *Mon. Wea. Rev.*, **88**, 279-285.
- Cooray, V. and Jayaratne, K.P.S.C. 1994. Characteristics of lightning flashes observed in Sri Lanka in the tropics. *J. Geophys. Res.* **99**; 21 051-6
- Cooray, V. and Pérez, H. 1994. Some features of lightning flashes observed in Sweden. *J. Geophys. Res.* **99**:10 683-8
- Curran, e. B., and W. D. Rust, 1992. Positive ground flashes produced by low precipitation thunderstorms in Oklahoma on 26 April 1984. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 544-553.
- De Pablo, F. y Rivas Soriano, L., 2002. Relationship between Cloud-to-ground lightning flashes over the Iberian Peninsula and sea surface temperature, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **128**, 173- 183.
- Deierling, W., W. A. Petersen, J. Latham, S. Ellis, and H. J. Christian, 2008. The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **113**, D15210,

- Demetriades, N.W.S., M.J. Murphy, and K.L. Cummins, 2002. Early results from the Global Atmospheric, Inc., Dallas-Fort Worth Lightning Detection and Ranging (LDAR II) research network. 6th Conf. on Integrated Observing Systems, Amer. Meteorol. Soc., Orlando, FL, 202-209.
- Del Genio, A.D., M.-S. Yao, and J. Jonas, 2007: Will moist convection be stronger in a warmer climate? *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L16703, doi:10.1029/2007GL030525
- Doswell, C.A. III, 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example. *Wea. Forecasting*, **2**, 3–16.
- Doswell, C.A. III, 2001. *Severe Convective Storms*. American Meteorological Society.
- Doswell, C.A. III, H. e. Brooks, and R. A. Maddox, 1997, Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560–581.
- Dotzek, N., Höller, H., Théry, C., Fehr, T., 2001. Lightning evolution related to radar-derived microphysics in the 21 July 1998 EULINOX supercell storm. *Atmos. Res.* **56**, 335–354.
- Dotzek, N., R. M. Rabin, L. D. Carey, D. G. MacGorman, T. L. McCormick, N. W. Demetriades, M. J. Murphy, and R. L. Holle, 2005. Lightning activity related to satellite and radar observation of mesoscale convective system over Texas on 7-8 April 2002. *Atmos. Res.*, **76**, 172-166.
- Dotzek, N., P. Groenemeijer, B. Feuerstein, and A. M. Holzer, 2009. Overview of ESSLS severe convective storms research using the European Severe Weather Database ESWD. *Atmos. Res.* **93**, 575-586
- Engholm, C. D., e. R. Williams, and R. M. Dole, 1990. Meteorological and electrical conditions associated with positive cloud-to-ground lightning. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 470–487
- Enno, S. e. 2011. A climatology of cloud-to-ground lightning over Estonia, 2005–2009.. *Atmos. Res.* **100**. 10–317
- Ezcurra, A., Areitio, J. y Herrero, I., 2002, Relations between cloud-to-ground lightning and surface rainfall during 1992-1996 in the Spanish Basque Country area. *Atmos. Res.*, **61**, 239-250.
- Finke U. 2009. Optical detection of Lightning from Space. *Lightning: Principles, Instruments and applications*. Springer.
- Finke, U., Hauff, T., 1996, The characteristics of lightning occurrence in Southern Germany, *Beitr. Phys. Atmosph.*, **69**, 361-374.
- Fleenor, S.A., C.J. Biagi, K.L. Cummins, e.P. Krider, and X.M. Shao, .2009. Characteristics of cloud to-ground lightning in warm-season thunderstorms in the central Great Plains. *Atmos. Res.*, **91**, 333-352.
- Foote, G.B and C.A. Knight, 1979. Results of a randomized hail suppression experiment in northeast Colorado. Part I: Design and conduct of the experiment. *J. Appl. Meteor.* **18**, 1526-1537
- Fosdick, e. K., and A. I. Watson, 1995. Cloud-to-ground lightning patterns in New Mexico during the summer. *Nat. Wea. Dig.*, **19**, 17–24.
- Fritsch, J. M. and G. S. Forbes, 2001. Severe Convective Storms: Mesoscale convective systems. *Amer. Meteor. Soc. Monographs*, **28**, 323-357.
- Fujita T.T., 1955. Results of detailed synoptic Studies of squall lines. *Tellus*, **4**, 405-436

- Fullekrug, M. y Fraser-Smith A. 1998. Global lightning and climate variability inferred from ELF field variations. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2411-2414
- Fuquay, D. M., 1982. Positive Cloud-to-Ground Lightning in Summer Thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **87**(C9), 7131–7140, doi:10.1029/JC087iC09p07131
- Galway, J.G., 1977: Some climatological aspects of tornado outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 477–484
- García-Ortega, e., López, L., Sánchez, J.L., 2011: Atmospheric patterns associated with hailstorm days in the Ebro Valley, Spain. *Atmos. Res.*, **100**, 401-427.
- Goodman, S. J., D. e. Buechler, P. D. Wright, and W. D. Rust, 1988: Lightning and precipitation history of a microburst-producing storm. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 1185-1188.
- Goodman, S. J., R. Blakeslee, H. Christian, W. Koshak, J. Bailey, J. Hall, e. McCaul, D. Buechler, C. Darden, J. Burks, T. Bradshaw, and P. Gatlin, 2005. The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects. *Atmos. Res.*, **76**, 423–437
- Grenfell, J.L., D.T. Shindell, and V. Grewe, 2003: Sensitivity studies of oxidative changes in the troposphere in 2100 using the GISS GCM. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **3**, 1805-1842
- Grewe, V. 2007. Impact of climate variability on tropospheric ozone. *Sci. Total Environ.*, **374**, 167-181
- Gungle, B., and e. P. Krider, 2006. Cloud-to-ground lightning and surface rainfall in warm-season Florida thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **111**, D19203, doi:10.1029/2005JD006802
- Harland W.B. and J.L.F. Hacker, 1966. "Fossil" Lightning Strikes 250 Million Years Ago. *Adv. Sci.* **22**, 663–671
- Heckman, S., Williams, e. and Boldi, B. 1998. Total global lightning inferred from Schumann resonance measurements. *J. Geophys. Res.* **103**, 31775-31779
- Heymsfield, G. M., R. H. Blackmer, Jr., and S. Schotz, 1983a: Upper level structure of Oklahoma tornadic storms on 2 May 1979, Pt. 1 radar and satellite observations. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1740-1755.
- Heymsfield, G. M., G. Szejwach, S. Schotz, and R. H. Blackmer, Jr., 1983b: Upper level structure of Oklahoma tornadic storms on 2 May 1979, Pt. 2 Proposed explanation of "V" pattern and internal warm region in infrared observations. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1756-1767.
- Heymsfield, G. M., and R. H. Blackmer, 1988: Satellite-observed characteristics of Midwest severe thunderstorm anvils. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2200–2224.
- Hodanish, S., Sharp, D., Collins, W., Paxton, C., Orville, R.e., 1997. A 10-year monthly lightning climatology of Florida: 1986-95, *Weather Forecast.*, **12**, 439-448.
- Holle, R.L., and M.W. Maier, 1982. Radar echo height related to cloud-ground lightning in south Florida. Preprints, 12th Conference on Severe Local Storms, January 11-15, San Antonio, Texas, American Meteorological Society, Boston, 330-333
- Holle, R. L., and R. e. López, 2003: A comparison of current lightning death rates in the U.S. with other locations and times. Preprints, Intl. Conf. Lightning and Static Electricity, Sept. 16-18, Blackpool, England, *Royal Aeronautical Soc.*, paper 103-34 KMS, 7 p

- Höller, H. and M. E. Reinhardt, 1986. The Munich hailstorm of July 12, 1984 - Convective development and preliminary hailstone analysis. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **59**, 1-12.
- Huntrieser H., Schlager, H., Roiger, A., Lichtenstern, M., Schumann, U., Kurz, C. Brunner, D. Schwierz, C., Richter, A. and Stohl, A. 2007. Lightning-produced NO_x over Brazil during TROC-CINOX: Airborne measurements in tropical and subtropical thunderstorms and the importance of mesoscale convective systems. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 2987-3013
- Huntrieser, H., U. Schumann, H. Schlager, H. Höller, A. Giez, H.-D. Betz, D. Brunner, C. Forster, O. Pinto Jr., and R. Calheiros, 2008: Lightning activity in Brazilian thunderstorms during TROCCINOX: implications for NO_x production, *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 921-953
- Iguchi T., Kozu T., Meneghini R., Awaka J., and Okamoto K., 2000, Rain-Profiling algorithm for the TRMM Precipitation Radar, *J. Appl. Met.*, **39**, 2038-2052.
- Jacobson, e. A. and e. P. Krider, 1976: Electrostatic Field Changes Produced by Florida Lightning. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 103-117
- Johnson, R. H., and B. e. Mapes, 2001. Mesoscale processes and severe convective weather. Severe Convective Storms, *Meteor. Monogr.*, **28**, Amer. Meteor. Soc., 71-122.
- Kane, R. J., 1991: Correlating lightning to severe local storms in the Northeastern United States. *Wea. and Forecasting*, **6**, 3-12.
- Knapp, D. I., 1994: Using cloud-to-ground lightning data to identify tornadic thunderstorm signatures and nowcast severe weather. *National Wea. Digest*, **19**, 35-42.
- Krehbiel, P. R., R. J. Thomas, W. Rison, T. Hamlin, J. Harlin, and M. Davis, 2000: GPS-based mapping system reveals lightning inside storms. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, **81**, 21-25
- Krider, e. P., Noogle, R. C., Pifer, A. e., Vance, D. L., 1976 . A gate, wideband magnetic direction finder for lightning return strokes, *J. Appl. Meteorol.*, **15**, 301-306.
- Kummerow, C., Barnes, W., T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, 1998: The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 809-817.
- Kummerow C. and Coauthors, 2000. The Status of the Tropical rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit, *J. Appl. Meteor.*, **39** (12), 1965-1982.
- Lang, T. and Coauthors., 2004: The Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS). *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **85**, 1107-1125.
- Latham, D., 1991: Lightning flashes from a prescribed fire-induced cloud. *J. Geophys. Res.*, **96**, 17,151-17,157
- Larsen, H. R., and e. J. Stansbury, 1974. Association of lightning flashes with precipitation cores extending to height 7 km. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **36**, 1547-1553.
- Law, Y.P., Sisterson, D.L., Miller, N.L., 1990. Comparison of field laboratory, and theoretical estimations, *J. Geophys. Res.*, **95**, 22489-22494.
- Lawrence, M.G., Chameides, W.L., Kasibhatla, P.S., Levy H. II, H., Moxim, W., 1995, Lightning and atmospheric chemistry: the rate of the atmospheric NO production, Handbook of Atmospheric electrodynamics, vol 1 (ed Volland, H.) CRC Press, Boca Ratón, Florida, pp.189-202.
- Lennon, C., and L. Maier, 1991. Lightning mapping system, Proceedings of the International

33 Aerospace and Ground Conference on Lightning and Static Electricity, Cocoa Beach, FL, NASA Conference Publication 3106, Vol. II, 89.1-89.10,

Lhermitte R. and P. R. Krehbiel. 1979. Doppler radar and radio observations of thunderstorms. *IEEE Trans. Geosci. Electron.* GE-17:162-71

Livingston J.M. and e.P. Krider, 1978. Electric fields produced by Florida thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **83**, 385-401

López, J.M, 2007. A Mediterranean derecho: Catalonia (Spain), 17th August 2003. *Atmos. Res.*, **83**, 272-283.

Lopez, R. e., and J. P. Aubagnac, 1997: The lightning activity of a hailstorm as a function of changes in its microphysical characteristics inferred from polarimetric radar observations. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16 799-813

López, R.e., Holle, R.L., 1986, Diurnal and spatial variability of lightning activity in northeastern Colorado and Central Florida during the summer, *Mon. Weather Rev.*, **114**, 1288-1312.

López, R. e., R. L. Holle, A. I. Watson, and J. Skindlov, 1997: Spatial and temporal distributions of lightning over Arizona from a power utility perspective. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 825–831.

MacGorman, D.R., Burgess D. W., 1994: Positive Cloud-to-Ground Lightning in Tornadoic Storms and Hailstorms. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1671–1697.

MacGorman, D.R., Morgenstern, C.D., 1998. Some characteristics of cloud-to-ground lightning in mesoscale convective systems. *J. Geophys. Res.* **103** D12, 14011–14023.

McGorman, D. R. and W.D. Rust. 1998. The Electrical Nature of Storms. Univ. Press. Oxford. 422 pp.

MacGorman, D.R., Burgess, D.W., Mazur, V., Rust, W.D., Taylor, W.L., Johnson, B.C., 1989. Lightning rates relative to tornadoic storm evolution on 22 May 1981, 1989, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 221-250.

MacGorman, D. R., W. D. Rust, P. Krehbiel, W. Rison, e. Bruning, and K. Wiens, 2005: The electrical structure of two supercell storms during STEPS. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2583–2607.

Mackerras D., Darveniza, M., 1994, Latitudinal variation of lightning occurrence characteristics, *J. Geophys. Res.*, **99**, 10813-10821.

Mackerras, D., Darveniza, M., Orville, R.e., Williams, e.R., Goodman, S.J., 1998, Global Lightning: Total, cloud and ground flash estimates, *J. Geophys. Res.*, **103**, NO.D16, 19791-19809.

McKinney, C. M., Carey, L.D. and Patrick G.R. 2009. Total Lightning Observations of Severe Convection Over North Texas. e-Journal of Severe Storms Meteorology, Vol 4, No 2

Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **61**, 1374-1387.

Maier, L., C. Lennon, T. Britt, and S. Schaefer, 1995. Lightning Detection and Ranging (LDAR) system performance analysis, 1995 Int'l Conf. on Cloud Physics, Dallas, Texas, Amer. Meteorol. Soc.,

Markson, R. and Price, C. 1999. Ionospheric potential as a proxy index for global temperature. *Atmos. Res.* , 51, 309-314.

- Marshall, J. S., and S. Radhakant, 1978: Radar precipitation maps as lightning indicators. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 206-212.
- Miller, R., 1972: Notes on analysis of severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. AFGWC Tech. Rep. 200 (Rev.), Air Wea. Serv., Scott AFB, IL, 181 pp.
- Miller S.L. , 1953. A Production of Amino Acids Under Possible Primitive Earth Conditions. *Science* **117**, 528 . doi:10.1126/science.117.3046.528
- Molinari, J., P. K. Moore, V. P. Idone, R. W. Henderson, and A. B. Saljoughy, 1994: Cloud-to-ground lightning in Hurricane Andrew. *J. Geophys. Res.*, **99**,16665–16676.
- Molinari, J., P. K. Moore, and V. Idone, 1999: Convective structure of hurricanes as revealed by lightning locations. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 520–534.
- Mora, M.A., 2011. Análisis Microescalar de las Descargas Eléctricas Nube-Tierra en Castilla y León (2005-2009). Proyecto Equipo Técnico GPV de Valladolid. AEMET.
- Murphy, M.J., and W.S. Demetriades, 2005. An analysis of lightning holes in a DFW supercell storm using total lightning and radar information. 85th Annual AMS Meeting. 2.3, Conference on Meteorological Applications of lightning Data, Sand Diego, CA, Amer. Meteor. Soc.
- Murray, N.D., Orville, R.e., Huffines, G.R., 2000. Effect of pollution from Central America fires on cloud-to-ground lightning in May 1998, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2249-2252.
- Nesbitt, S. W., e. J. Zipser, and D. J. Cecil, 2000a: A census of precipitation features in the Tropics using TRMM: Radar, ice scattering, and lightning observations. *J. Climate*, **13**, 4087-4106
- Nesbitt, S.W., Zhang, R. y Orville, R.e., 2000b, Seasonal and Global NO_x production by lightning estimated from the Optical Transient Detector(OTD), *Tellus*, **52B**, 1206-1215.
- Nesbitt, S. W., and e. J. Zipser, 2003: The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *J. Climate*, **16**, 1456-1475
- Newton, C. W. 1963. Dynamics of severe convective storms. Severe Local Storms, *Meteor. Monogr.*, **27**. Amer. Met. Soc. 33-58
- Nickolaenko, A.P, Hayakawa. M. and Hobara, Y. 1999. Long-term periodical variations in global lightning activity deduced from Schumann resonance monitoring. *J. Geophys. Res.*, **104**, 27585-27591.
- Nielsen, K. e., R. A. Maddox, and S. V. Vasiloff, 1994. The evolution of cloud-to-ground lightning within a portion of the 10–11 June 1985 squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1809–1817
- Novák P., Kyznarová H., 2011. Climatology of lightning in the Czech Republic. *Atmospheric Research* **100**. 318–333
- Orville, R.e., 1994, Cloud-to-ground lightning flash density in the contiguous United States: 1989-1991, *J. Geophys. Res.*, **99**, 10833-10,841.
- Orville, R.e., Henderson, R.W., Bosart, L.F., 1983. An East coast lightning detection network, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **64**, 1029-1037.
- Orville, R.e., Huffines, G.R., 2001, Cloud-to-Ground Lightning in the United States: NLDN Results in the First Decade, 1989-98, *Mon. Weather Rev.*, **129**, 1179-1193.

- Orville, R.e., Huffines, G.R, Burrows, W.R., Holle, R.L., Cummins, K.L., 2002, The North American Lightning Detection Network (NALDN)-First Results: 1998-2000, *Mon. Wea. Rev.* **130**, 2098-2109.
- Orville, R.e., G.R. Huffines, W.R. Burrows, and K.L. Cummings, 2011: The North American Lightning Detection Network (NALDN)-Analysis of Flash Data: 2001-09. *Mon. Wea. Rev.*, **139**,1305-1322.
- Patel, A. 2001. Modulation of African lightning and rainfall by the global five day wave. MSc thesis, Department of Mechanical Engineering, MIT, Cambridge, MA, 176 pp.
- Peckham, D.W., Uman, M.A. and Wilcox Jr., C.e., 1984, Lightning phenomenology in the Tampa Bay area, *J. Geophys. Res.*, **89**, 11789-11804.
- Perez, A.H., R.e. Orville, and L.J. Wicker, 1995. Characteristics of Cloud to Ground Lightning Associated with Violent-Tornado Producing Supercells. Preprints, 14th Conf. on Wea. Analysis and Forecasting, Dallas, TX, 409-413.
- Perez, A. H., L. J. Wicker, and R. e. Orville,1997: Characteristics of cloud to ground lightning associated with violent tornadoes. *Wea.Forecasting*, 12, 428-437.
- Pérez Puebla, F., 2004, Cooperación entre las redes de rayos de España y Portugal, In: 28th Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica de España, INM, Badajoz, Spain, 11-13 February 2004.
- Pérez Puebla F. y Zancajo. C. 2010. Regímenes tormentosos en la Península Ibérica durante la década 2000-2009. *Bol. AME*, **28**,28-35.
- Petersen, W.A., Rutledge, S.A., 1998. On the relationships between cloud-to-ground lightning and convective rainfall, *J. Geophys. Res.* **103**, 19,777-19,790.
- Petersen, W.A., Christian, H.J. and Rutledge, S. A. 2005. TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. *Geophys. Res. Lett.* **32**. L14819. doi: 10.1029/2005GL023236.
- Piepglass , M.V., Krider, e.P., 1982, Lightning and surface rainfall during Florida thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **87**, 11193-11201.
- Pierce, e.T. 1955. The development of lightning discharges. *Q.J.R. Meteor. Soc.* **81**: 229-40
- Pineda N. and Montanyá J. 2009. Lightning detection in Spain: The particular case of Catalonia. *Lightning:Principles, Instruments and Applications*. Springer
- Pinto, I.R.C.A., Pinto Jr., O., 2003, Cloud-to-ground lightning distribution in Brazil, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* **65**, 733-737.
- Pinto, O. Jr., Pinto, I.R.C.A. , Gomes, M.A.S.S. , Vitorello, I. , Padilla, A. L., Diniz, J. H. , Carvalho, A. M., Cazetta Filho, A., 1999, Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993. 1. Geographical distribution, *J. Geophys. Res.*, **104**, 31369-31379.
- Pinto O. Jr., Pinto, I.R.C.A., Diniz, J.H., Filho, A.C., Cherchiglia, L.C.L., Carvalho, A.M., 2003a. A seven-year study about negative cloud-to-ground lightning flash characteristics in southeastern Brazil. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* **65**, 739-748.
- Pinto, O. Jr., Pinto I.R.C.A., Faria H.H., 2003b: A comparative analysis of lightning data from lightning networks and LIS sensor in the North and Southeast Brazil, *Geophys, Res, Lett.*, **30**(2), 1073, doi: 10.1029/2002GL0116009.

- Price, C. 1993. Global surface temperatures and the atmospheric electrical circuit, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1363-1366.
- Price, C. 2000. Evidence for a link between global lightning activity and upper tropospheric water vapor. *Nature*. **406**,290-93
- Price, C., Rind, D.,1992. A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. *J. Geophys. Res.* **97**.9919-9933
- Price,C. 2009. Chapter 24. Thunderstorms, Lightning and Climate Change.Lightning: Principles, Instruments and Applications. Springer.
- Price, C., Rind, D., 1994, Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frecuencies, *J. Geophys, Res.*, **99**, 10823-10831.
- Price, C., Penner, J., Prather, M., 1997a, NO_x from lightning. Part I, Global distribution based on lightning physics, *J. Geophys. Res.*, **102**, 5929-5941.
- Price, C., Penner, J., Prather, M., 1997b, NO_x from lightning. Part II, Constrained from the global atmospheric electric circuit, *J. Geophys. Res.*, **102**, 5942-5951.
- Price, C., and B. Murphy, 2002: Lightning activity during the 1999 Superior Derecho, *Geophysical Res. Lett.*, **29**(23), 57.1-57.4.
- Price, C., and A. Melnikov, 2004. Diurnal, seasonal and inter-annual variations of the Schumann resonance parameters, *J. Atmos. Solar Terr.Phys.*, **66**, 1179-1185.
- Price, C and Asfur, M. 2006. Inferred long term trends in lightning activity over Africa. *Earth Planets Space* **58**, 1197-1201.
- Price, C. and B. Federmesser,2006. Lightning-rainfall relationships in Mediterranean winter thunderstorms, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07813, doi:10.1029/2005GL024794.
- Price, C., O. Pechony and e. Greenberg, 2007a: Schumann resonances in lightning research, *J. of Lightning Res.*, **1**, 1-15.
- Price, C., Y. Yair, and M. Asfur, 2007b. East African lightning as a precursor of Atlantic hurricane activity, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09805, doi:10.1029/2006GL028884.
- Proctor, D. e., 1971: A hyperbolic system for obtaining VHF radio pictures of lightning. *J. Geophys. Res.*, **76**, 1478–1489.
- Rabin, R. M., S. Stadler, P. J. Wetzel, D. J. Stensrud, and M.Gregory, 1990. Observed effects of landscape variability on convective clouds, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **71**, 272–280,
- Rakov, V. A., and M. A. Uman.1990. Some properties of negative cloud-to-ground lightning. In Proc. 20th Int. Conf. On Lightning protection, Interlaken, Switzerland, paper 6.4, 4 pp.
- Rakov, V. A., and M. A. Uman, 2003: *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press, 687 pp.
- Ramos, R., Prior, V., Correia, S., and Deus, R. 2007. Portuguese lightning detection network (2003–2006), Second International Symposium on Lightning Physics and Effects European COST Action P18.

- Ramos, A. M., Ramos, R., Sousa, P., Trigo, R. M., Janeira, M., and Prior, V., 2011. Cloud to ground lightning activity over Portugal and its association with circulation weather types, *Atmos. Res.*, **101**, 1–2, 84–101,
- Ray, P. S., D. R. MacGorman, W. D. Rust, W. L. Taylor, and L. W. Rasmussen, 1987: Lightning location relative to storm structure in a supercell storm and a multicell storm. *J. Geophys. Res.*, **92**, 5713–5724.
- Reap, R.M., 1986, Evaluation of cloud-to-ground lightning data from the western United States for the 1983-84 summer seasons, *J. Clim. Appl. Meteor.*, **25**, 785-799.
- Reap, R. M., and D. R. MacGorman, 1989: Cloud-to-ground lightning: Climatological characteristics and relationships to model fields, radar observations, and severe local storms. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 518–535.
- Reeve, N., Tuomi, 1999, R. Lightning activity as an indicator of climate change, *Quar. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **125**, 893-903.
- Rind, D. 1998. Just add water vapour. *Science*, **281**.1152-3
- Rivas Soriano, L., de Pablo, F., García Díez, e.L., 2001a, Cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula:1992-1994, *J. Geophys. Res.*, **106**, 11891- 11901.
- Rivas Soriano, L., de Pablo, F., García Díez, e.L., 2001b, Relationship between convective precipitation and Cloud-to-Ground lightning in the Iberian Peninsula, *Mon. Weather Rev.*, **129**, 2998-3003.
- Rivas Soriano, L. and de Pablo, F., 2002. Effects of small urban areas in central Spain on the enhancement of cloud-to-ground lightning activity, *Atmos. Environment*, **36**, 2809- 2816.
- Rivas Soriano, L. and de Pablo, F., 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., de Pablo, F., Tomas, C., 2005: Ten-year study of cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **67**, 1632-1639.
- Rodrigues, R., Mendes, V., Catalao, J., Correia, S., Prior, V., and Aguado, M., 2008: An investigation over the lightning location system in Portugal for wind turbine protection development, Power and Energy Power Society General Meeting-Conversion and Delivery of Electrical Energy in the 21st century, 2008 IEEE, 1–8, 20–24,
- Rudlosky S.D. and Fuelberg H.e: Pre- and Postupgrade Distributions of NLDN Reported Cloud-to-Ground Lightning Characteristics in the Contiguous United States. 2010. *Mon. Weather Rev.* **138**, 3623-3633
- Ryu, J.H and G. S. Jenkins. 2005. Lightning-tropospheric ozone connections: EOF analysis of TCO and lightning data., *Atmos. Environment*, **39**, 5799-5805.,
- Santos J. A., M. A. Reis, J. Sousa, S. M. Leite, S. Correia, M. Janeira, and M. Fragoso. 2012. Cloud-to-ground lightning in Portugal: patterns and dynamical forcing. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **12**, 639–649. doi:10.5194/nhess-12-639-2012
- Sato, M and H. Fukunishi.2005. New evidence for a link between lightning activity and tropical upper cloud coverage. *Geophys. Res. Lett.***32**. L12807, doi:10.1029/2005GL022865.
- Satori, G., and B. Ziegler. 1996. Spectral characteristics of Schumann resonances observed in central Europe. *J. Geophys. Res.*, **101**, 29663-29669

- Satori, G., and B. Ziegler. 1999. El Niño related meridional oscillations of global lightning activity. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1365-1368
- Satori, G., Williams e. and Mushtak V., 2009. Schumann Resonance Signatures of global Lightning Activity. *Lightning: Principles, Instruments and Applications*. Springer.
- Seimon, A., 1993: Anomalous cloud-to-ground lightning in an F5-tornado-producing supercell thunderstorm on 28 August 1990. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 189-203.
- Sekiguchi, M. Hayakawa, M. , Nickolaenko, A.P. and Hobara, Y. 2006. Evidence on a link between the intensity of Schumann resonance and global surface temperature. *Ann. Geophys.*, **24**, 1809-1817
- Setvák, M., Novák, P., Lindsey, D. T., Rabin, R. M., Wang, P. K., Radová, M., 2007: Central european convective storms penetrating deep into the lower stratosphere – MSG IR and radar observations and radiative transfer modeling. 4th European Conference on Severe Storms 10 - 14 September 2007 - Trieste – Italy.
- Shao, X.-M., J. Harlin, M. Stock, M. Stanley, A. Regan, K. Wiens, T. Hamlin, M. Pongratz, D. Suszcynsky, and T. Light, 2005. Katrina and Rita were lit up with lightning, *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, **86**(42), 398.
- Sherwood, S., Phillips V.T.J. and Wettlaufer, J. S., 2006. Small ice crystals and the climatology of lightning. *Geophys. Res. Lett.* **33**. L05804. doi:10.1029/2005GL025242
- Shindell, D.T., G. Faluvegi, N. Unger, e. Aguilar, G.A. Schmidt, D.M. Koch, S.e. Bauer, and R.L. Miller, 2006: Simulations of preindustrial, present-day, and 2100 conditions in the NASA GISS composition and climate model G-PUCCINI. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 4427-4459.
- Schondland, B.F.J. 1964. *The flight of thunderbolts*. 2nd edition, 182 pp. Oxford: Clarendon Press.
- Schulz, W., Cummins, K., Diendorfer, G., Dorninger, M., 2005. Cloud-to-ground lightning in Austria: A 10-year study using data from a lightning location system. *J. Geophys. Res.*, **110**, D09101.
- Schumann, U. and Huntrieser, H. 2007. The global lightning-induced nitrogen oxides source. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 2623-2818
- Solomon, R., and Baker, M., 1994: Electrification of New Mexico Thunderstorms, *Mon. Weather Rev.*, **122**, 1878-1887
- Soula, S., Sauvageot, H., Molinie´, G., Mesnard, F., Chauzy, S., 1998. The CG lightning activity of a storm causing a flash-flood. *Geophys. Res. Lett.* **25** ,1181–4.
- Soula, S., Y. Seity, L. Feral and H. Sauvageot, 2004: Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. *J. Geophys. Res.*, **109**, D02101, doi:10.1029/2003JD003669,2004
- Steiger, S.M., Orville, R. e. and Carey, L. D. 2007. Total lightning signatures of thunderstorm intensity over North Texas. Part I: Supercells. *Mon. Wea. Rev.* **135**. 3281-3302
- Stolzenburg, M., 1994: Observations of high ground flash densities of positive lightning in summertime thunderstorms. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1740-1750
- Takeuti, T., Nakano, M., Brook, M., Raymond, D.J., Krehbiel, P., 1978. The anomalous winter thunderstorms of the Hokuriku coast, *J. Geophys. Res.*, **83**, 2385-2394.

- Takeuti, T., Kawasaki, X., Funaki, N., Kitagawa, and J. Huse, 1985. On the thundercloud producing the positive ground flashes. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **63**, 354-358,
- Tapia, T., Smith, J. A., Dixon, M., 1998, Estimation of convective rainfall from lightning observations, *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1497-1509.
- Tomás, C., F. de Pablo, and Rivas Soriano L., 2004: Circulation weather types and cloud to ground flash density over Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, **24**, 109–123.
- Tessendorf, S.A., 2009: Characteristics of lightning in supercells. *Lightning: Principles, Instruments, and Applications*. H.-D. Betz, U. Schumann, P. Laroche (Eds.), Springer Monographs, pgs 83-114
- Tessendorf, S. A., L. J. Miller, K. C. Wiens, and S. A. Rutledge, 2005: The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part I: Kinematics and microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4127–4150.
- Tuomi R., Haigh J., Law, K.S., 1996, A tropospheric ozone lightning climate feedback, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1037-1040.
- Tuomi, R. and Qie, X. 2004. Seasonal variation of lightning on the Tibetan Plateau: A spring anomaly? *Geophys. Res. Lett.* **31**; L041115. doi:10.1029/2003GL018930.
- Tuomi, T. J., and A. Mäkelä, 2008: Thunderstorm climate of Finland 1998–2007. *Geophysica*, **44** (1–2), 67–80.
- Ulbrich U., Fink A.H., Klawns M., Pinto J. G., 2001. Three extreme storms over Europe in December 1999. *Weather* **56**: 70–80
- Uman, M.A. 1969. The Earth and its Atmosphere as a Leaky Spherical Capacitor, *Am. J. Phys.*, **42**, 1033-1035
- Vaisala Manual (CP series, CP7000, CP8000 User's Guide). M210557EN-A. April 2004.
- Vonnegut, B. and C.B. Moore (1957) Electrical activity associated with the Blackwell-Udal tornado, *J. Meteor.* **14**, 284-285.
- Vonnegut, B., and R.e. Orville, 1988: Evidence of lightning associated with the Yellowstone Park forest fire (Abstract). *Eos Trans. AGU*, **69**: 1071
- Watson, A.I., Lopez, R.e., Holle, R.e., 1994, Diurnal cloud-to-ground lightning patterns in Arizona during the southwest monsoon, *Mon. Weather Rev.*, **122**, 1716-1725.
- Watson-Watt, R. A., and Herd, J. F. 1926. An instantaneous direct reading radio goniometer, *J. Inst. Elec. Eng.*, **64**, 611.
- Westcott, N.e., 1995, Summertime Cloud-to-Ground Lightning Activity around Major Midwestern Urban Areas, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1633-1642.
- Wiens, K. C., S. A. Rutledge, and S. A. Tessendorf, 2005: The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4151–4177.
- Williams, e.R., 1985. Large scale charge separation in thunderclouds, *J. Geophys. Res.*, **90**, 6013-6025.
- Williams, e. R. 1989. The Tripole Structure of Thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **94**(D11), 13,151–13,167, doi:10.1029/JD094iD11p13151

- Williams, e.R., 1992, The Schuman resonance: A global tropical thermometer, *Science*, **256**, 1184-1187.
- Williams, e. R., 1994, Global circuit response to seasonal variations in global surface air temperature, *Mon. Weather Rev.*, **122**, 1917-1929.
- Williams, e. R. 1998. The positive charge reservoir for sprite-producing lightning, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **60**, 689–692, doi:10.1016/S1364-6826(98)00030-3.
- Williams, e.R. 2001. *The Electrification of Severe Storms*. Severe Convective Storms. American Meteorological Society.
- Williams, e. R., M. e. Weber, and R. e. Orville, 1989: The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. *J. Geophys. Res.*, **94**, 13213-13220.
- 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**(15), 1386-1395.
- Williams, e. R., B. Boldi, A. Matlin, M. Weber, S. Hodanish, D. Sharp, S. Goodman, R. Raghavan, and D. Buechler, 1999. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. *Atmos. Res.*, **51**, 245–265
- Williams, e.R., Rothkin, K., Stevenson, D., Boccippio, D., 2000, Global Lightning Variations Caused by Changes in Thunderstorm Flash Rate and by Changes in the Number of Thunderstorms, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2223-2230.
- Williams e., V. Mushtak, D. Rosenfeld, S. Goodman, D. Boccippio. 2005. Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate. *Atmos. Res.*, **76**, 288–306
- Yair Y. ,Levin Z. and Altaratz O.,1998: Lightning phenomenology in the Tel Aviv area from 1989 to 1996. *J. Geophys. Res.*, **103**, 9015-9025
- Zajac, Barn A., Rutledge, Steven A., 2001, Cloud-to-ground Lightning Activity in the Contiguous United States from 1995 to 1999, *Mon. Weather Rev.*, **129**, 999-1019.
- Zhou, Y., X. Qie, and S. Soula, 2002. A study of the relationship between cloud-to-ground lightning and precipitation in the convective weather system in China, *Ann. Geophys.*, **20**, 107–113
- Zipser, e. J., 1982: Use of a conceptual model of the life cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts. Nowcasting, K. Browning (Ed.), Academic Press, New York, 191-204.
- Zipser, e. J., 1994: Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning. *Mon. Wea. Rev.*, **122**(8), 1837-1851
- Zipser, e. J., K. R. Lutz, 1994: The Vertical Profile of Radar Reflectivity of Convective Cells: A Strong Indicator of Storm Intensity and Lightning Probability?. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1751–1759
- Zipser, e. J., and Coauthors, 2006: Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1057-1071
- Vocabulario Meteorológico Internacional, OMM nº 182.
- Gran Atlas de España. Castilla y León/Extremadura. Ed. Planeta. 1990.
- El Gran Atlas de Castilla y León. Pintó *et al.* Ed. El Mundo. 1996

ANEXO I. SINGULARIDADES A MICROESCALA

Existe una controversia científica sobre si la orografía u otras características georográficas de ciertos lugares influyen en una mayor o menor actividad eléctrica que su entorno. Así Fosdick y Watson (1995) o López *et al.* (1997) observaron en sendos estudios llevados a cabo en Nuevo Mexico y Arizona (EE.UU.) que en ocasiones la densidad de rayos es mayor sobre las laderas que sobre las cumbres. Tuomi y Makela, (2008) para Finlandia y Antonescu y Burcea, (2010) en Rumanía, no observaron correlación significativa entre la densidad de rayos y la orografía. Por el contrario otros investigadores tales como Novák y Hiznarová (2011) muestran un marcado máximo en la densidad de descargas eléctricas detectadas en las proximidades de los repetidores de TV de la república Checa, gracias a la climatología de los rayos en la región a resolución de 1 km², lo que les ha permitido observar ciertas *singularidades* microescalares.

Dadas las características de este trabajo y la posibilidad de realizar un análisis a una escala de muy alta resolución, decidimos efectuar un pequeño estudio ilustrativo de lugares *singulares* relacionados con instalaciones de telefonía/TV o caracterizados por cierta orografía peculiar y comprobar si se manifestaba o no un incremento en la actividad eléctrica atmosférica. Los resultados de este análisis a microescala se muestran a continuación, asociándolo principalmente a cuatro puntos singulares como son la Peña de Francia (Salamanca), la Bola del Mundo (Segovia), la Sierra de la Carbonilla (Burgos) y el Pico de Curavacas (Palencia). Así mismo, se han observado *singularidades* para determinadas configuraciones orográficas, creemos que asociadas a la presencia de antenas o parques eólicos, y finalmente mostramos la *singularidad* de la ciudad de Soria, una zona urbana que por sus características geo-orográficas merece ser resaltada.

Posteriormente y dentro de este Anexo, mostramos como una utilidad (prácticamente) de dominio público como es la aplicación “Google Earth” puede ser utilizada para integrar los datos de rayos en sus diferentes capas, consiguiendo una herramienta curiosa y eficaz para visualizar este fenómeno atmosférico y que pueda ser utilizada para realizar análisis de dónde, cómo y por qué se han producido los efectos destructores de un rayo.

Para ello mostramos en primer lugar un mapa (fig. 116) con la densidad de rayos realizada a una resolución de 1 km x 1 km, en donde se indica la situación de las zonas “singulares” seleccionadas.

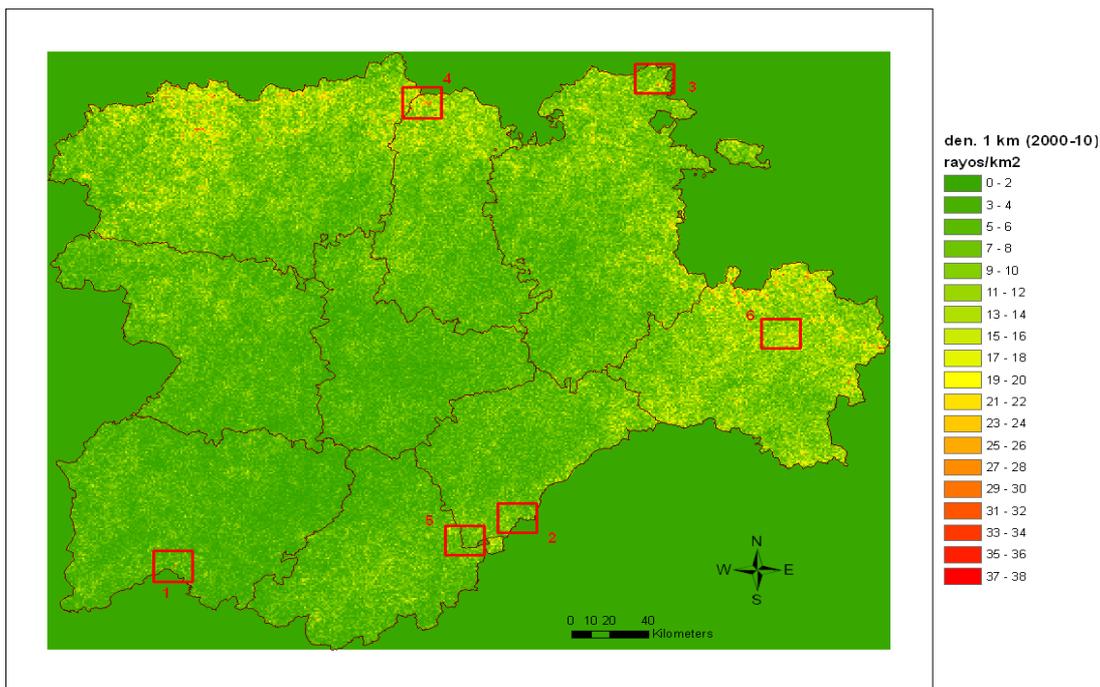


Fig 116 Densidad rayos (2000-2010) a resolución 1 km². En rectángulos numerados de color rojo, zonas de estudio

A1.1 SINGULARIDAD DE LA PEÑA DE FRANCIA, EN LA PROVINCIA DE SALAMANCA

La ubicación de un repetidor de TV en un pico elevado respecto a los alrededores (figs 119 y 120) provoca un alto número de rayos (figs 117 y 118), con respecto a los alrededores. En el periodo 2000-2010 se registraron 29 rayos.

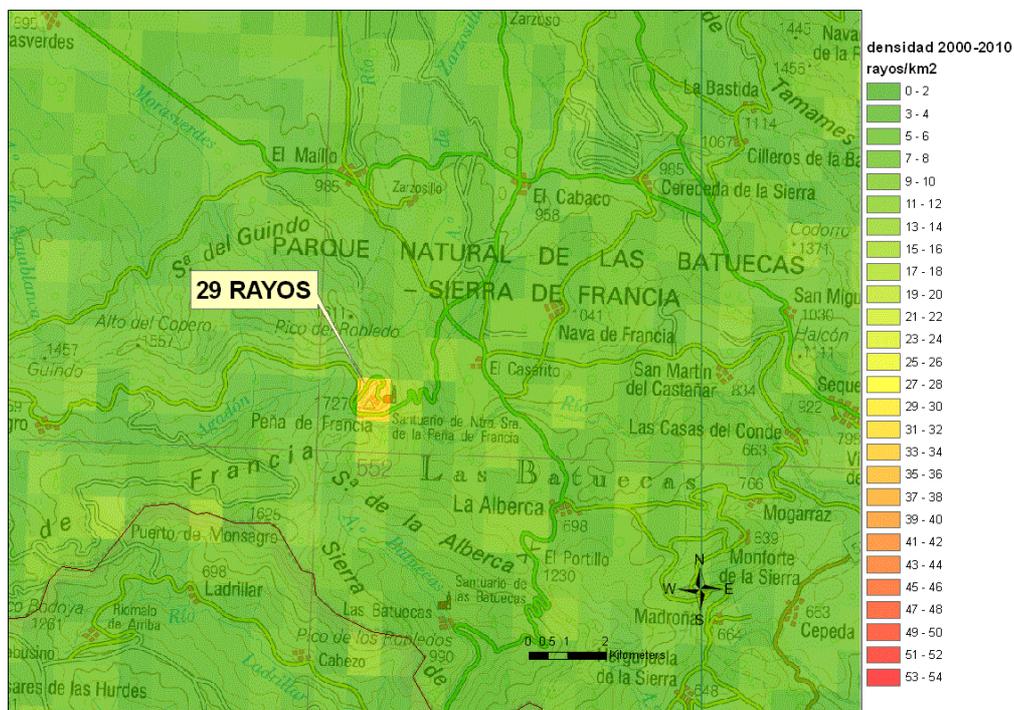


Fig 117 Densidad de rayos a resolución 1 km² (2000-2010) superpuesta sobre mapa topográfico

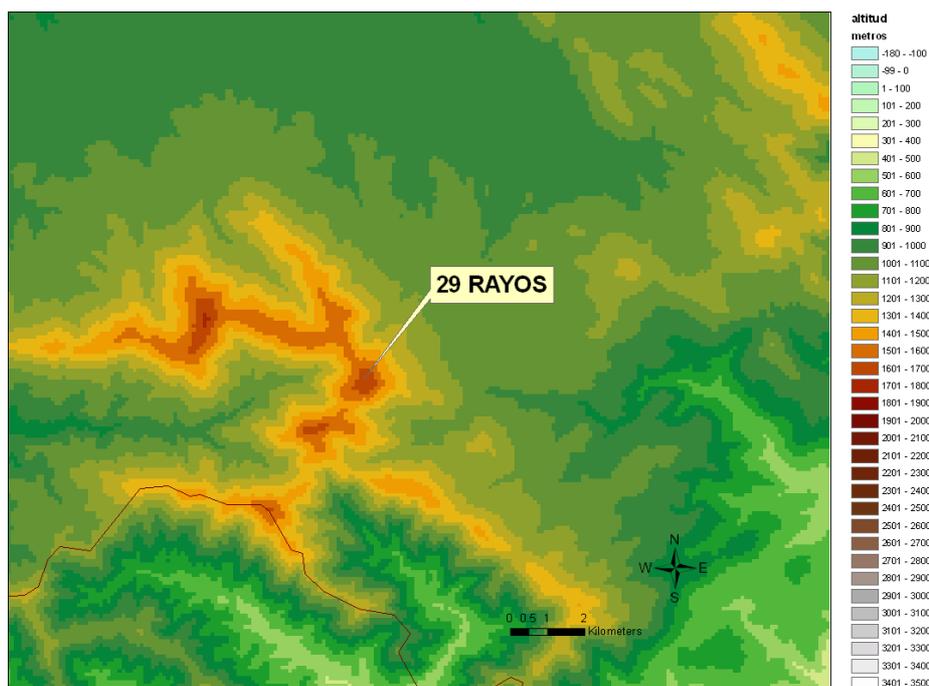
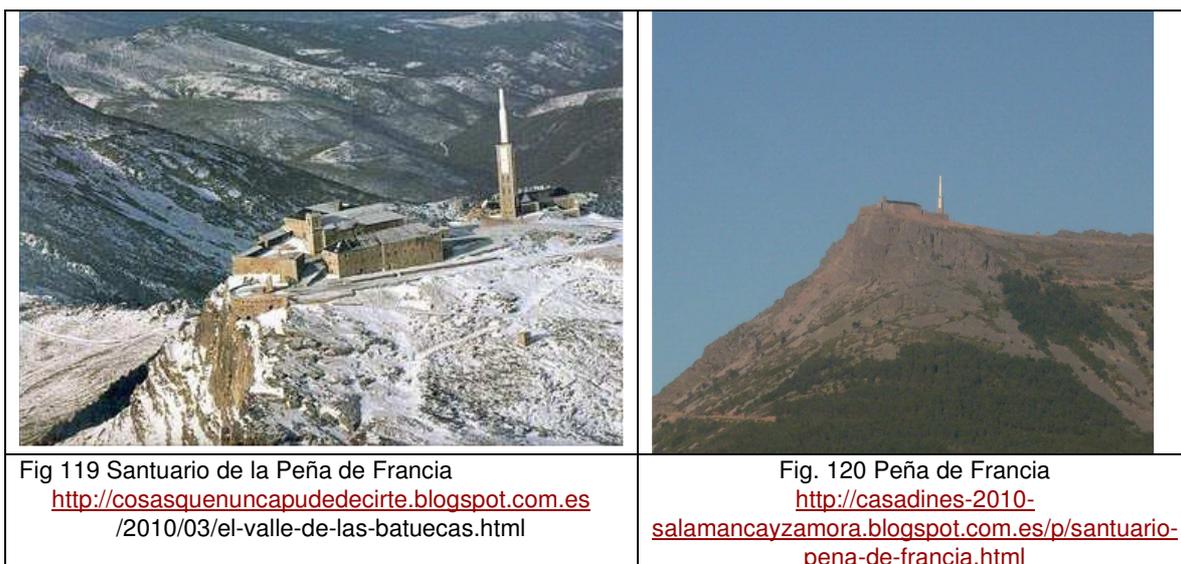


Fig. 118 Detalle de la orografía



A1.2 SINGULARIDAD DE LA BOLA DEL MUNDO, EN LA PROVINCIA DE SEGOVIA

La existencia del repetidor de TV y antenas (figs 123 y 124) en una cumbre montañosa provoca un incremento de rayos (figs 121 y 122) respecto a los alrededores. En el periodo 2000-2010 se registraron 40 rayos.

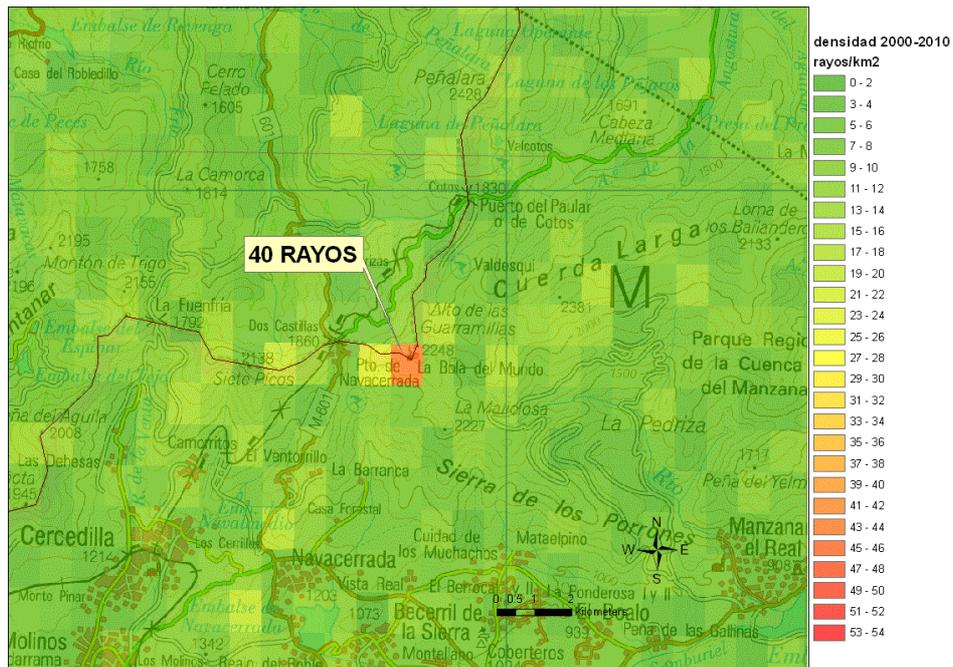


Fig 121 Densidad de rayos a resolución 1 km² superpuesta sobre mapa topográfico

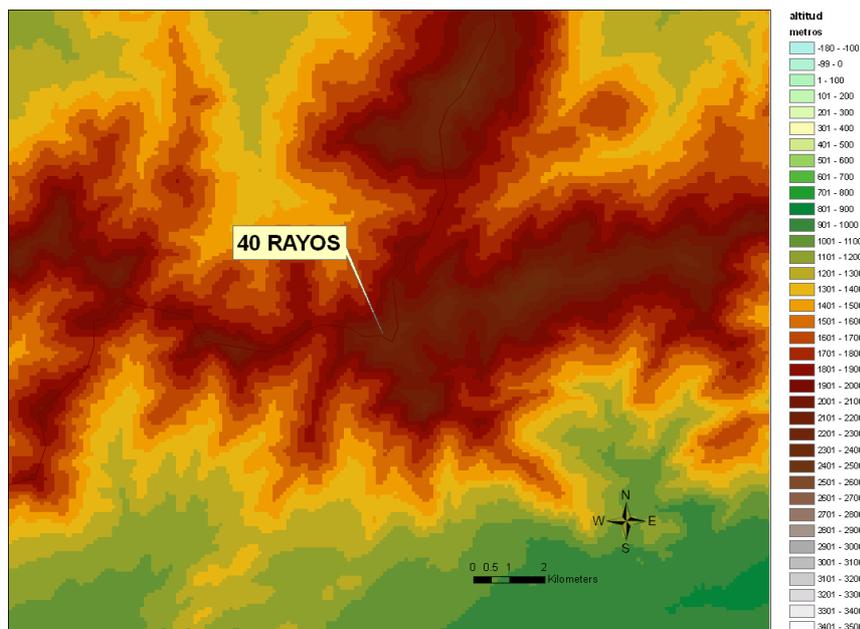


Fig 122 Detalle de la orografía



Fig 123 La Bola del Mundo Foto autor: Miguel 303xm



Fig 124 La Bola del Mundo Foto autor: Miguel 303xm

A1.3 SINGULARIDAD DE LA SIERRA DE CARBONILLA, EN LA PROVINCIA DE BURGOS

La tipología de esta sierra, con forma de V invertida y fuerte pendiente (fig. 126) favorece el realce orográfico de la precipitación con situaciones del norte, y probablemente sea proclive a recibir más rayos. De todas formas, la existencia de repetidores de TV y antenas (figs 127 y 128) hace que se incremente el número de rayos, al ser mayor la altura efectiva, constituyendo un máximo relativo. En 2000-2010 se registraron 35 rayos.

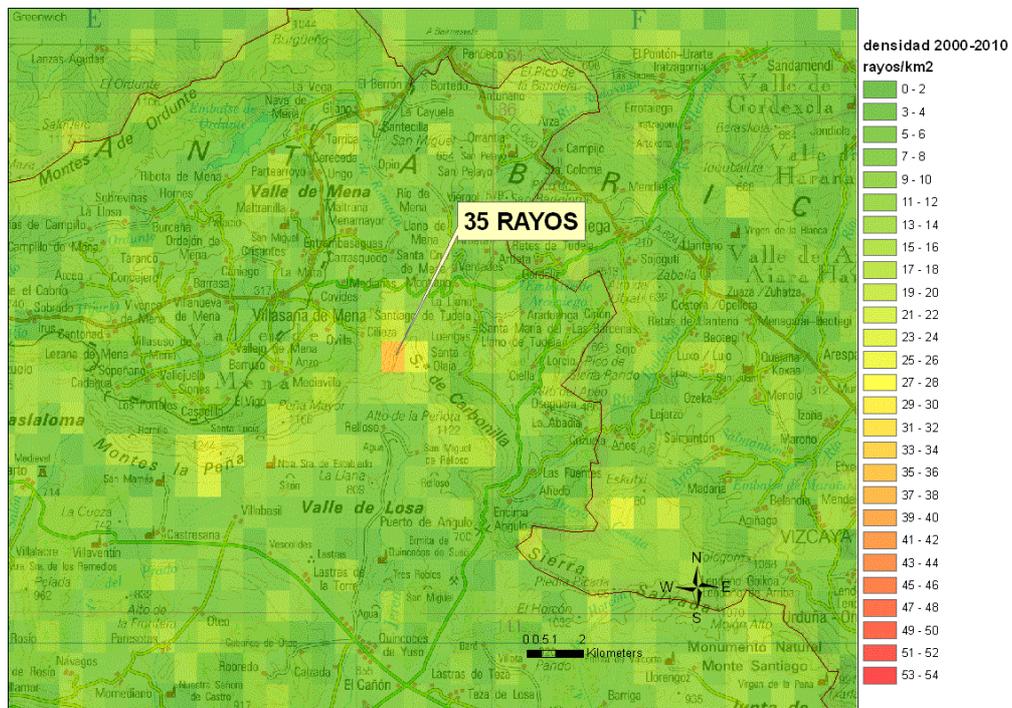


Fig 125 Densidad de rayos (2000-2010) a resolución 1 km² superpuesta sobre mapa topográfico

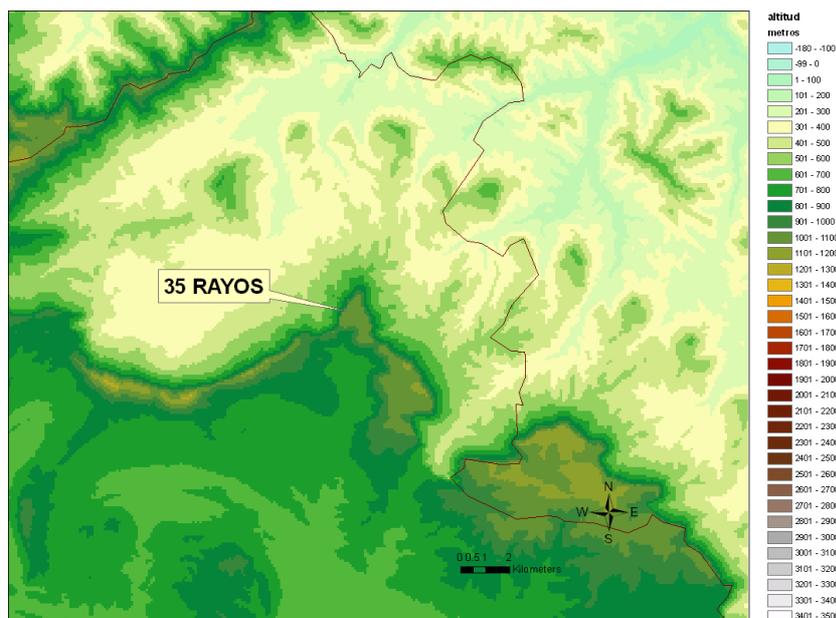
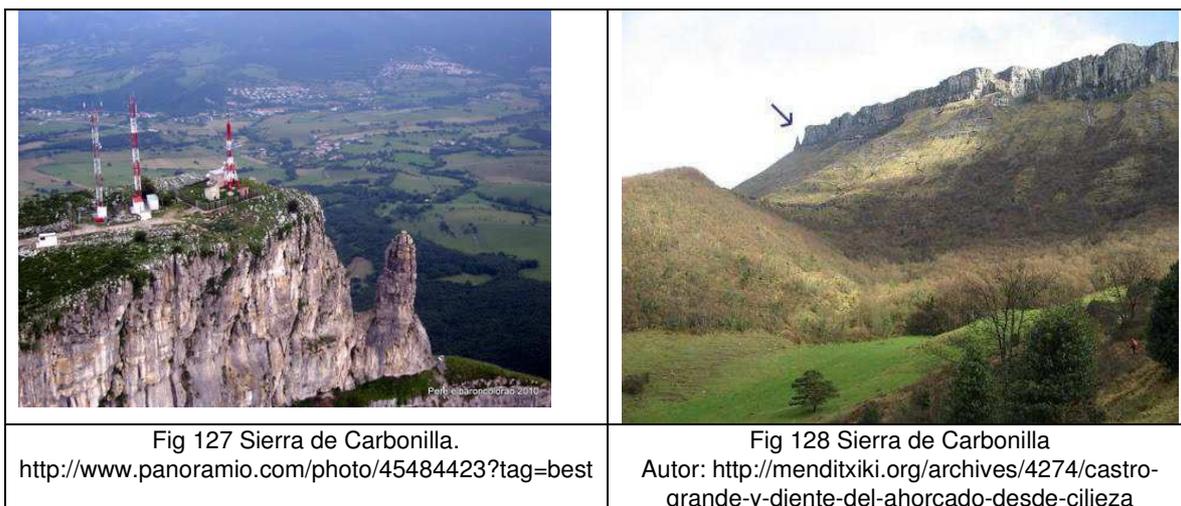


Fig 126 Detalle de la orografía



A1.4 SINGULARIDAD DEL PICO CURAVACAS, EN LA PROVINCIA DE PALENCIA

En este caso singular, se observa que la densidad de rayos aumenta con la altura, alcanzando el máximo en la cumbre (fig. 129) con un valor de 37 rayos detectados durante el periodo 2000-2010. Lo podemos observar en el corte S-N que presentamos en la figura 130, donde se compara la orografía con la densidad de rayos, existiendo un ajuste significativo y con correlación positiva. Se trata de un pico singular de 2524 m de altitud dentro de la Cordillera Cantábrica (fig. 131 y 132)

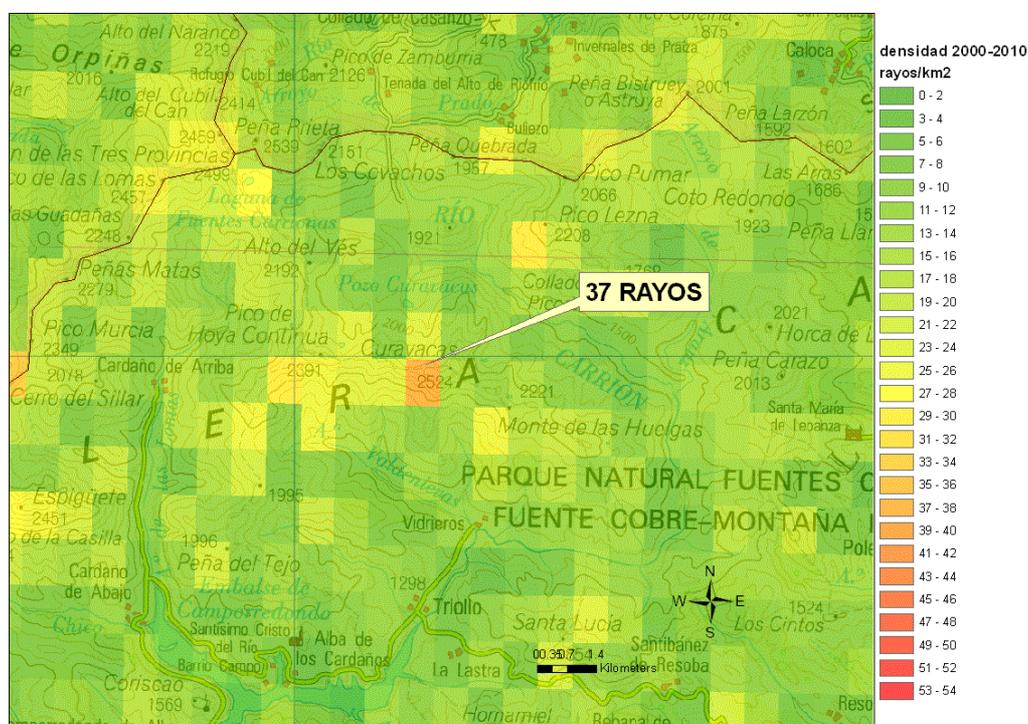


Fig 129 Densidad de rayos a resolución 1 km² (2000-2010) superpuesta sobre mapa topográfico

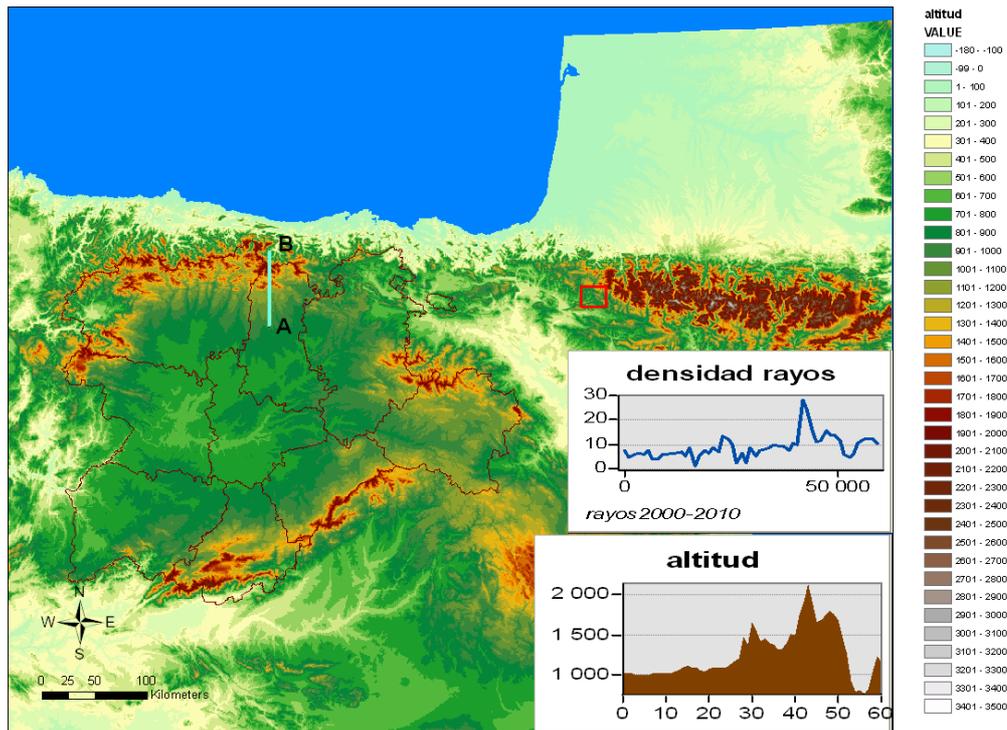


Fig 130 Densidad de rayos (2000-2010) y perfil orográfico a lo largo de la línea AB que cruza la Cordillera Cantábrica de Palencia.



Fig.131 Pico Curavacas
<http://ricardovegausle.blogspot.com.es/2011/09/pico-curavacas.html>



Fig.132 Pico Curavacas. Autor Fotografía Goldorak

A1.5 PARQUES EÓLICOS

Aunque no se ha encontrado bibliografía referida a este aspecto, sería interesante comprobar si la presencia de parques eólicos origina un incremento/disminución de rayos. Hemos seleccionado el parque eólico situado en el paraje denominado Cruz de Hierro, situado en la sierra de Ávila (figuras 134 y 135) y parece evidente que se detecta cierto incremento respecto del promedio (21 rayos en 2000-2010) (fig. 133), aunque sería necesario realizar un estudio más completo seleccionando otros lugares. Entre las posibles causas de este incremento de rayos podría estar la propia estructura de los aerogeneradores como puntos singulares que producirían intensos procesos de turbulencia hacia tierra o también carga por frotamiento generada por el rozamiento de las palas.

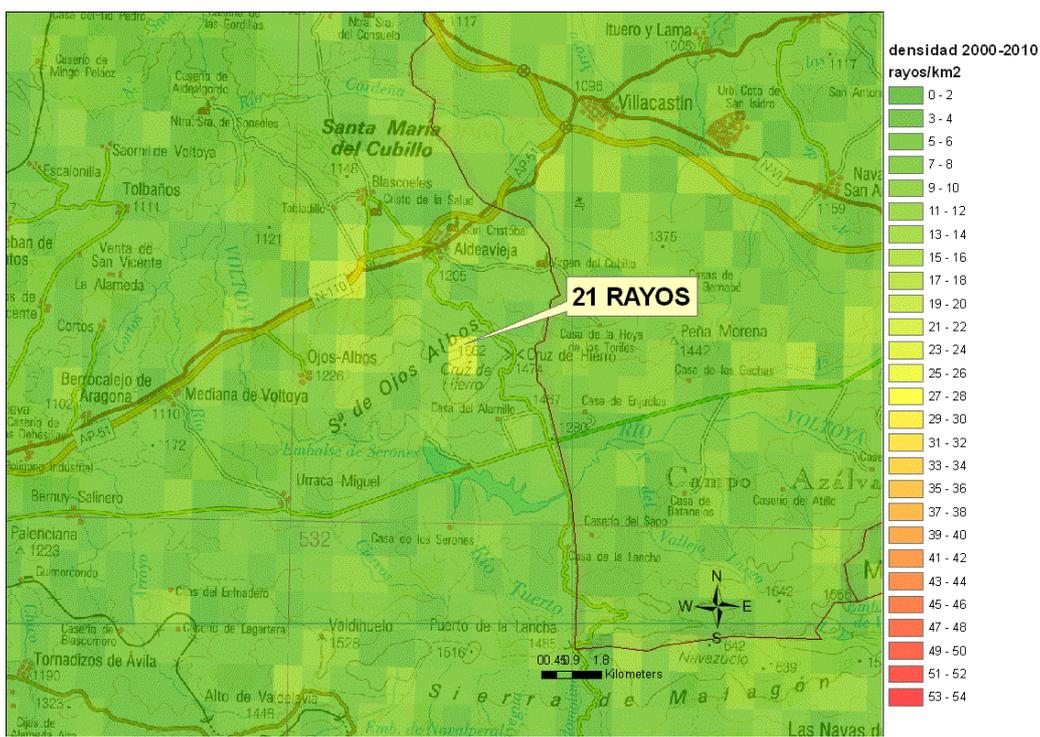


Fig 133 Densidad de rayos a resolución 1 km² (2000-2010) superpuesta sobre mapa topográfico.

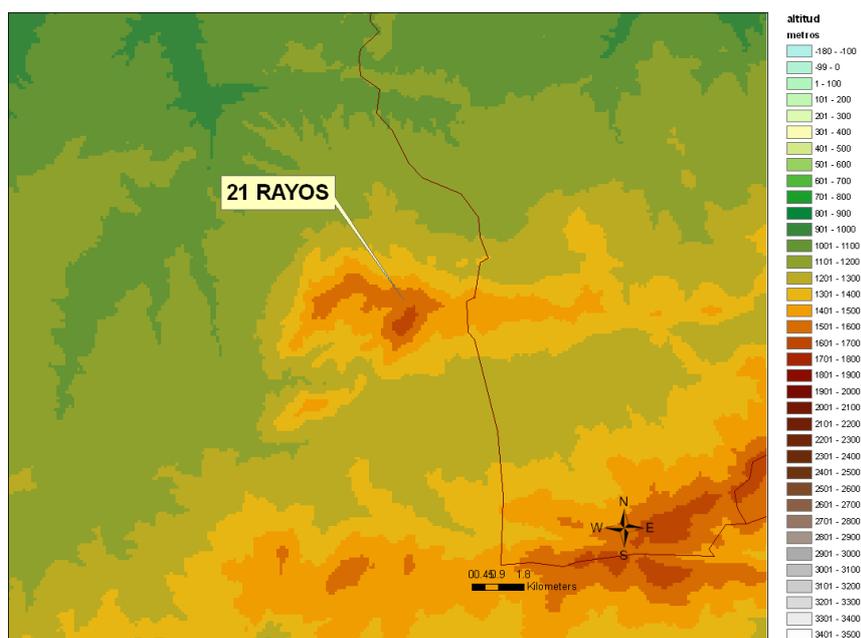


Fig 134 Detalle de la orografía



Fig.135 Sierra de la Cruz de Hierro, Avila. Foto autor Ricardo Melgar
<http://www.panoramio.com/photo/10644193>

A1.6 SORIA CAPITAL

Como ejemplo representativo de zona urbana y aunque se trata de una capital pequeña, hemos seleccionado Soria (capital) en donde se puede apreciar un pequeño pero significativo incremento en la densidad de rayos caídos sobre la ciudad, en relación con los alrededores de la misma (26 rayos en 2000-2010) (Figura 136). Aquí no parece apropiado hablar del posible efecto de los aerosoles como fenómeno atmosférico que pueda incrementar la frecuencia de los rayos, ni de efectos orográficos y mucho menos de “isla urbana”, dado el tamaño y sobre todo por la proximidad de campo abierto generalizado (fig. 137). Hemos analizado a esta microescala las otras 8 localidades (capitales) de Castilla y León y es en Soria donde se aprecia este pequeño incremento de la densidad de rayos para el que no tenemos todavía posible explicación.

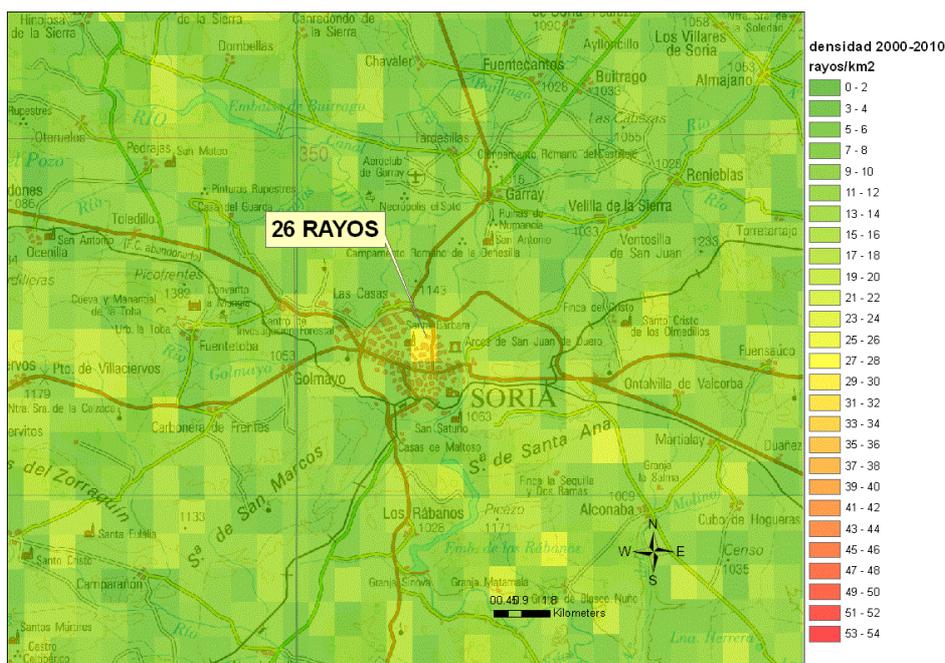


Fig 136 Densidad de rayos a resolución 1 km² (2000-2010) superpuesta sobre mapa topográfico.



Fig 137 Detalle de la orografía

A1.7 INTEGRACIÓN DE LAS DESCARGAS ELÉCTRICAS EN LA APLICACIÓN “GOOGLE EARTH”

La aplicación “Google Earth” ampliamente utilizada en la actualidad permite la integración de los datos de descargas eléctricas, de forma que además de la posición de la descarga (con sus datos de elipse de error y sus metadatos), podemos visualizar el entorno en donde se ha situado el rayo. De esta forma se puede aportar una información gráfica y técnica interesante para diversas actividades comerciales o sociales, que permite interpretar cómo y por qué se han producido los efectos destructores del rayo.

Para mostrar el uso de la integración de los rayos dentro de la aplicación se ha seleccionado tres ejemplos representativos: el primero corresponde al día 16 de Agosto de 2010 en el que aparecía la siguiente noticia en el “Diario de Burgos”, de la que destacamos el titular y un extracto del texto de la noticia:

Dos heridas al alcanzarlas un rayo cuando paseaban por un camino

N.L.V. / Aranda - viernes, 20 de agosto de 2010

Dos mujeres, M.L.A.D., de 53 años de edad y C.P.P., de 43, resultaron heridas ayer en la capital ribereña, ambas de carácter grave, tras ser alcanzadas por un rayo cuando paseaban a primera hora de la tarde por el camino que une Cantaburras con La Calabaza. El siniestro tuvo lugar poco antes de las 17:30 horas. En ese momento, las dos heridas, acompañadas por una tercera mujer y sus perros, caminaban por el entorno de la Fuente de San Pedro, en una senda sin asfaltar que discurre paralela al cauce del río Arandilla. Todo apunta a que en ese momento, les sorprendió un aguacero acompañado de fuerte aparato eléctrico que, en apenas unos minutos, se formó y descargó en la capital ribereña. Según algunas fuentes presenciales, debido a lo imprevisto del fenómeno meteorológico, habrían ido a guarecerse bajo unos árboles existentes en el margen del camino, siendo en ese momento afectadas por la importante descarga eléctrica de uno de los rayos que cayó en el lugar. Avisados la Policía Local y los servicios de emergencias 112, hasta allí se desplazaron de forma inmediata una patrulla del cuerpo municipal, una ambulancia de soporte vital básico y una UVI móvil. Asimismo, también acudió una dotación de bomberos como apoyo a los servicios sanitarios en prevención de que pudiera quedar activa alguna carga eléctrica.

En el lugar de los hechos recibieron las primeras asistencias las dos mujeres, una de las cuales se encontraba inconsciente mientras la segunda, según atestigua una persona, aún hablaba. Trasladadas al Hospital de los Santos Reyes, fueron atendidas de las quemaduras producidas por la descarga, presentando en ambos casos señal de entrada y de salida de la sacudida. Al cierre de esta edición, C.P.P. permanecía ingresada en el centro sanitario arandino a causa de las quemaduras provocadas por el rayo. Por su parte, M.L.A.D. había sido trasladada a la Unidad de Cuidados Intensivos del Complejo Hospitalario de Burgos aquejada también de quemaduras de pronóstico grave aunque, en este caso, presentaba también afectación cardíaca, por lo que se optó por derivarla al hospital burgalés. En cualquier caso, señalaron fuentes médicas, no se temía por la vida de ninguna de las dos mujeres

En la fig. 138 se incluye la localización del rayo al que atribuimos el siniestro, junto a todas las descargas que se produjeron en 2008 en Aranda de Duero y sus proximidades. Como primera información, vemos que la hora exacta del siniestro fue las 15 horas, 22 minutos y 53 segundos hora UTC, que coincide con la hora referida en la noticia (poco antes de las 17.30 horas locales). Además se trató de un rayo simple (única descarga) negativo, relativamente débil (15 kA), lo que sin duda evitó daños mayores o incluso la posible muerte de viandantes.

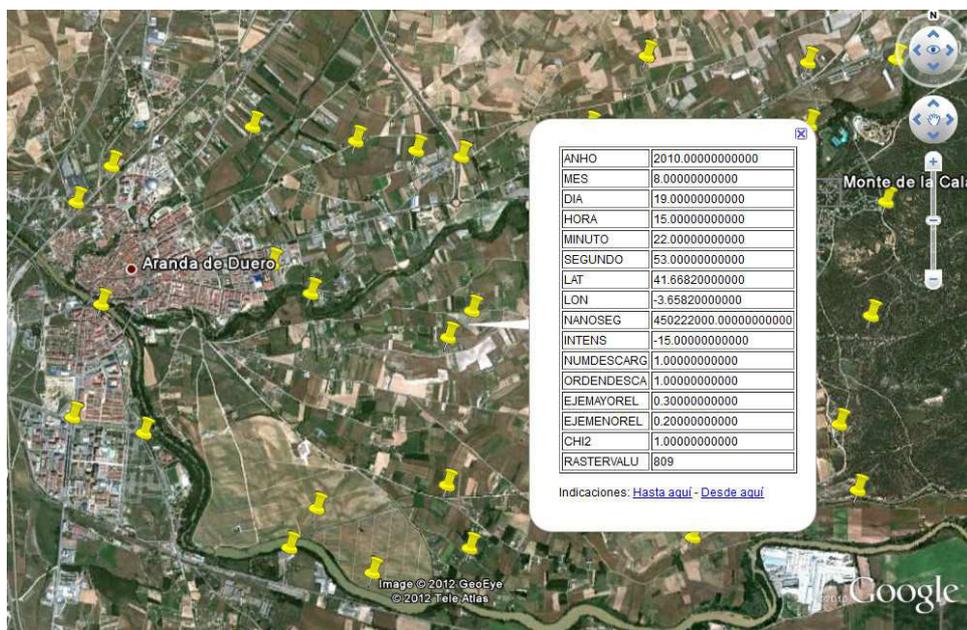


Fig. 138 Localización de las descargas eléctricas que afectaron a la localidad de Aranda de Duero (Burgos) en 2008, y metadatos de la descarga analizada, integradas en Google Earth.

Los metadatos también señalan la alta calidad del dato (χ^2 de 1 y elipse de error de eje mayor 0.3 y eje menor de 0,2). Es decir, el rayo se encuentra con una probabilidad del 50% en una elipse de eje mayor 300 m y eje menor 200 m.

Al analizar la imagen ofrecida por Google Earth (fig. 139), vemos claramente el camino de tierra referido y los árboles aislados que probablemente sirvieran de cobijo en el chubasco (sus copas cubren el camino), y que finalmente recibirían la descarga eléctrica. La posición del rayo en primera instancia dista 162 m del árbol, pero teniendo en cuenta los valores de los ejes

mayor y menor de las elipses de error, se puede concluir que muy probablemente el rayo cayera dentro del grupo de árboles citados.

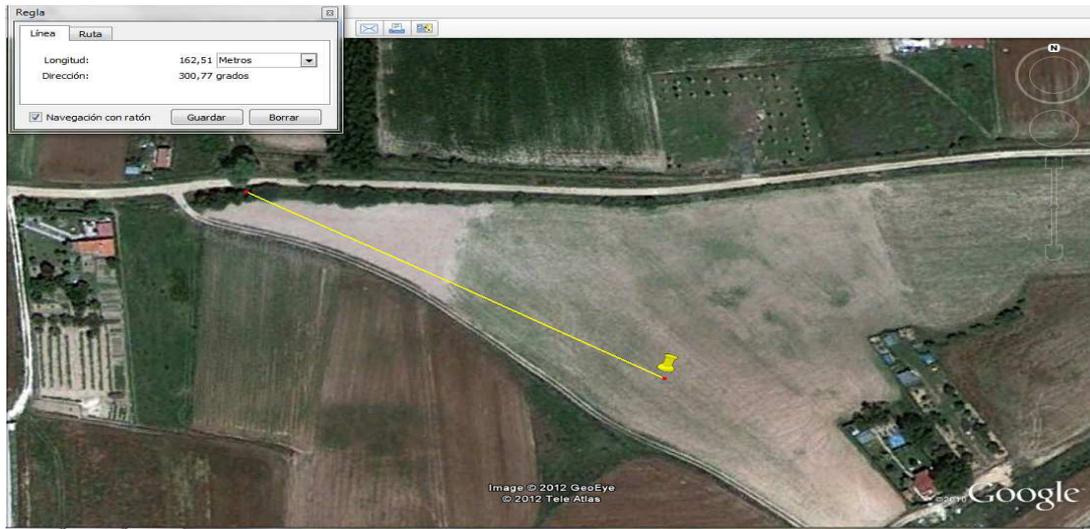


Fig. 139 Detalle de la ubicación del rayo y su distancia respecto al grupo de árboles.

Otro ejemplo es la fuerte descarga que impactó contra la espadaña de la iglesia de Prioro (León) el día 19 de Abril de 2006. Hubo 4 heridos graves por impacto de rayo y otros 10 por los cascotes desprendidos al derrumbarse parte de la espadaña, como describe la noticia aparecida en el diario ABC (fig. 141). Los efectos de la descarga hacen pensar en un rayo de bastante intensidad, como lo corroboran los metadatos asociados a esta descarga. En la imagen vemos las tres descargas que afectaron a esta localidad en 2006, integradas en "Google Earth" (fig. 140). Sólo una de ellas se produjo en la fecha señalada, correspondiendo a un rayo positivo de fuerte intensidad (168,5 kA). Los datos de la elipse de error confirman que existe un error de localización de unos 440 metros.

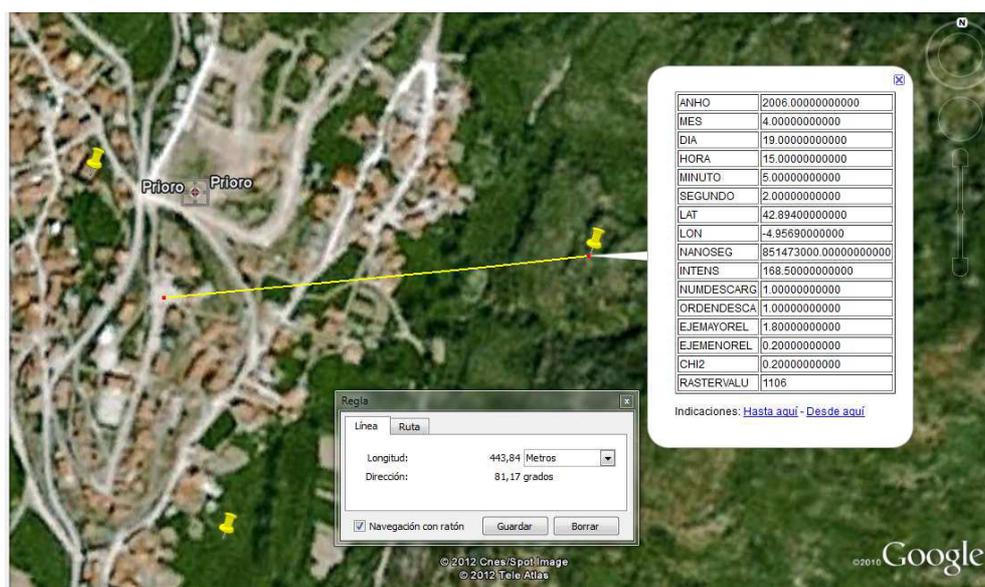


Fig. 140 Rayos producidos en 2006 en la localidad de Prioro, con información del que impactó contra la iglesia parroquial, integrados sobre "Google Earth".

Catorce heridos al derribar un rayo la torre de una iglesia en la que se iba a celebrar un funeral

El alcalde de Prioro (León) dice que el incidente pudo haber causado una «verdadera tragedia»

● La violencia del rayo fue tal que, según el alcalde de la localidad, Francisco José Escanciano, piedras de entre 50 y 100 kilos fueron proyectadas como misiles

ABC

PRIORO (LEÓN). Catorce personas resultaron heridas ayer, tras de ellas graves, como consecuencia del impacto de un rayo en la torre de la iglesia de Prioro, parte de la cual quedó derruida y se vino abajo, según informaron a Europa Press fuentes de la Subdelegación del Gobierno.

Del total de los heridos, cuatro lo fueron por efecto de la fulguración del rayo y los otros diez por contusiones diversas. Tras de ellos fueron trasladados en dos helicópteros medicalizados y una ambulancia de soporte vital básico, todos ellos de Sacyl, hasta el Hospital General de León, mientras que los once restantes fueron evacuados al mismo centro sanitario en distintas ambulancias convencionales, según informaron a Europa Press fuentes del Servicio de Emergencias 112.

Tras lo ocurrido, el alcalde de Prioro, Francisco José Escanciano, declaró que el suceso pudo convertirse en una «verdadera tragedia», ya que en esos momentos el templo y sus inma-

dilaciones se encontraban muy concurridos porque se estaba a punto de oficiar una misa de funeral de cuerpo presente.

Escanciano explicó que sobre las 17.10 horas la mayor parte de la gente, en torno a más de 200 personas, se hallaba ya dentro de la iglesia y otra veintena se disponía a hacer lo propio para asistir al referido funeral cuando un «rayo terrible» impactó en la parte alta de la espadaña del templo y provocó que parte de la misma se derrumbara.

«La peor parte se la llevaron los que quedaban por entrar en la iglesia», apuntó el regidor, quien explicó que la práctica totalidad de los heridos, cuyo vida no corre peligro en ninguno de los casos, resultó afectada por efecto del propio rayo y no por el impacto de las casi tres toneladas de piedras y cascotes caídas desde lo alto de la torre, incluidas tres cruces de gran tamaño.

La violencia del rayo fue de tal calibre que, según el alcalde, piedras de entre 50 y 100 kilos fueron proyectadas como misiles a casi un centenar de metros, parte de las cuales provocaron desperfectos tanto en el tejado de la iglesia como en ocho o diez turismos que se encontraban allí aparcados, entre ellos el suyo propio y el del secretario municipal, que sufrieron la rotura de lunas. Además, señaló que la fuerte descarga eléctrica dejó «fundidas» las instalaciones eléctricas del propio templo, así como las del Centro Cultural de la localidad. El alcalde de Prioro insistió en que lo ocurrido provocó escenas de pánico pero pudo tener efectos verdaderamente trágicos de haber caído el rayo unos minutos antes, cuando los asistentes al funeral todavía no habían entrado en la iglesia.



Una parte de la estructura de la iglesia se cayó momentos antes de un funeral ABC



La fuerte descarga dejó «fundidas» las instalaciones eléctricas del propio templo, así como las del Centro Cultural de la localidad

Fig. 141 Noticia aparecida en el diario ABC referente a los daños producidos por un rayo en Prioro (León)

Finalmente, una aplicación muy interesante se encuentra en la investigación de los incendios forestales posiblemente provocados por la caída de rayos.

El día 13 de Agosto de 2008 se produjo un incendio en el parque natural de las Arribes del Duero en la parte salmantina, atribuido a un rayo. Reproducimos la noticia distribuida por la agencia EFE:

Controlado el incendio forestal del parque natural Arribes del Duero (Salamanca)
EFE

Actualizado 14-08-2009 16:46 CET

Aldeadvila de la Ribera (Salamanca). - El incendio forestal declarado la pasada noche en la zona salmantina del parque natural Arribes del Duero ya está controlado y los medios aéreos continúan realizando descargas de agua sobre los principales focos. Según han informado hoy a Efe fuentes de la Diputación de Salamanca, desde primera hora de la mañana las descargas

de los helicópteros y los hidroaviones han sido muy continuadas, motivo por el que el fuego está controlado y no avanza. Aún así, decenas de cuadrillas terrestres continúan enfriando todo el perímetro incendiado, perteneciente a un paraje de difícil acceso de La Playa del Rostro, en el municipio salmantino de Aldeadávila de la Ribera. Las llamas comenzaron ayer por la tarde, debido a los rayos de una tormenta.

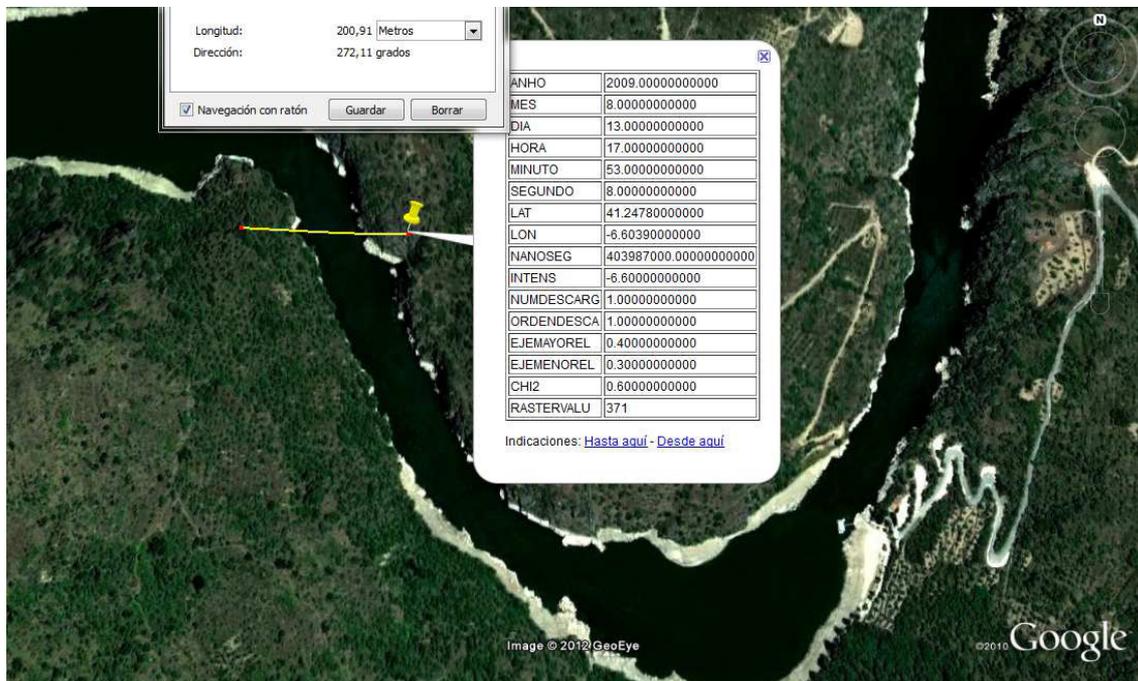


Fig 142. Información de posición y metadatos de un rayo responsable de un incendio forestal integrado en "Google Earth"

Como puede verse en la imagen extraída de Google Earth y combinada con los datos de descargas (fig. 142), el rayo responsable del incendio fue un rayo negativo único, de pequeña intensidad (6 kA). El pequeño error de localización (atribuimos un valor aproximado de 200 metros) parece razonable, aunque en este caso aparentemente la descarga parece haberse producido más exactamente en Portugal, al otro lado del río Duero.

Sirvan estos ejemplos como muestra de que la integración de las bases de datos meteorológicos y las aplicaciones más comerciales, pueden ser herramientas muy útiles para actividades muy diversas.

ANEXO II. INFORMACIÓN DETALLADA DE CADA SITUACIÓN SINÓPTICA, CON EL ANÁLISIS DE UN CASO SINGULAR

Tal como se menciona en el capítulo 3 de la memoria de Tesis, nos ha parecido interesante incluir un Anexo que contenga toda la información asociada a cada grupo (cluster) obtenido en la clasificación efectuada de los diferentes episodios analizados e incluir con mayor detalle la caracterización de un caso de estudio singular por grupo.

Así, para cada agrupación sinóptica hemos incluido tablas que contienen los indicadores e índices meteorológicos correspondientes a cada uno de los episodios que integran el cluster, seleccionando además uno de los mismos y realizando un análisis en profundidad del mismo. Los índices y parámetros meteorológicos están calculados en el punto 41°N 5°W, con el reanálisis ERA-INTERIM.

A2.1 DORSAL

EPI	AÑO	MES	DIA	RAYOS	POSIT	DENS	H.INIC	H.FIN	RAY M.	H.MAX	TOR	GRAN	P.MAX
29	2003	8	11	2991	2	1.4	1119	2326	704	18	139	3	32
30	2003	8	12	3661	3	1.3	1131	2234	802	14	136	1	26
43	2005	6	18	6439	9	2.2	1128	2226	1062	20	192	3	35
44	2005	6	19	4443	12	2	1147	2355	750	19	245	4	52
58	2006	9	8	2001	7	1.2	1258*	2331	497	16	90	2	36
MED				3907	6.6	1.62			763		160	2.6	36.2

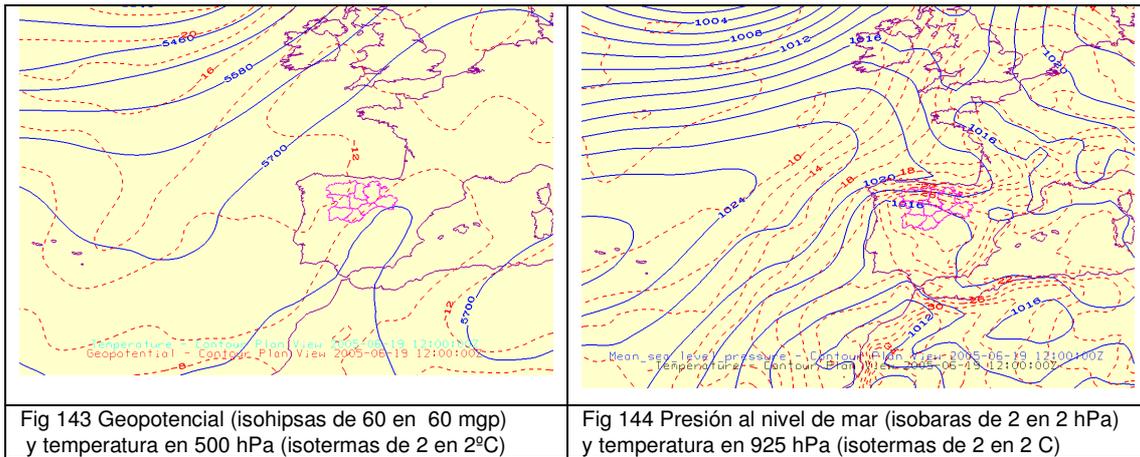
Leyenda. EPI: Número asignado al episodio. AÑO, MES, DIA, RAYOS (Número de rayos totales); POSIT (porcentaje de rayos positivos); DENS (máx densidad de rayos a resolución 20x20 km); H.INIC (hora UTC inicial de las descargas, * algunos rayos anteriores); H.FIN (hora UTC final); H.MAX (hora UTC del máximo de rayos); RAY M. (número de rayos máximo horario); TOR (número de estaciones que registran tormenta); GRAN (número de estaciones que registran granizo); P.MAX (precipitación máxima registrada, mm)

EPI	pm925	T925	T850	T500	VT	TT	K	LI	ciz	thetae	cape	cin	PRESION
29	10	30	22	-10	41	49	34	0.1	1.2	332			1014
30	12	32	24	-10	42	50	29	0.1	1.6	330			1019
43	10	28	20	-10	40	49	25	0.8	4.3	330			1018
44	10	28	20	-12	40	50	31	0	6.8	330			1016
58	12	26	20	-12	39	52	28	-1.7	1.5	332	492	244	1017
MED	10.8	28.8	21.2	-10.8	40	50	29	-0.1	3.1	331	492	244	1016.8

Leyenda: EPI (número de episodio); pm925 (Proporción de mezcla en 925hPa máxima sobre la región promediada de 0z a 18UTC)gr/kg; T925 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región °C); T850 (Temperatura máxima en 850 hPa sobre la región °C); T500 (Temperatura mínima en 500 hPa sobre la región °C); Índices, calculados en 41.5°N 5°W a las 12UTC: VT- Vertical de totales modificado (T925-T500); TT-Total de totales; K-K index; LI-Lifted Index; ciz-Cizalladura 500-1000hPa (m/s); thetae-Temperatura potencial equivalente en 850 hPa(K), CAPE (Convective Available Potential Energy) J/kg; CIN (Convective Inhibition energy) J/kg; PRESIÓN (Presión reducida al nivel del mar en hPa)

A2.1.1 DORSAL. Caso de estudio

El día 19 de Junio de 2005 se produjo una fuerte tormenta en la provincia de Palencia (figs. 145 y 146). La configuración sinóptica en 500 hPa presentaba una dorsal de gran amplitud con eje inclinado SW-NE (fig. 143). Existía un embolsamiento de aire frío (-12°C) que afectaba al NW peninsular, pero no presentaba circulación ciclónica ni en 500 hPa ni en 300 hPa, por lo que aunque se dudó en asignar éste caso al de vórtice embebido en dorsal, finalmente se encuadró en el caso de dorsal. En niveles bajos (fig. 144), el anticiclón de las Azores se extiende en cuña sobre el norte peninsular, con seno de bajas presiones relativas asociadas a la alta térmica en 925 hPa del centro peninsular.



Desde el punto de vista de actividad eléctrica hubo 4443 rayos (fig. 145) y en la zona de estudio se alcanzaron intensidades de hasta 11 rayos por minuto (19:50 UTC) y 42 rayos en 5 minutos entre las 19:47 y las 19:51 (con 1 sólo rayo positivo) coincidentes con reflectividades radar superiores a 60 dbz y topes muy fríos (-64°C) en infrarrojo (fig. 146)).

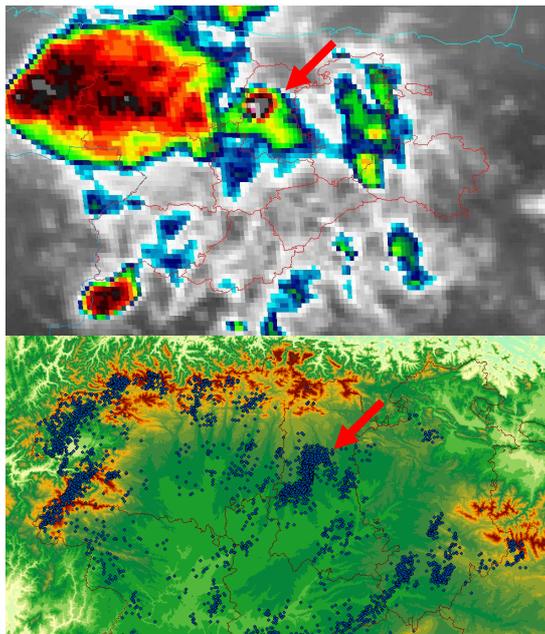


Fig 145 Imagen MSG IR de las 1930 UTC y localización de los rayos del día 19/06/2005

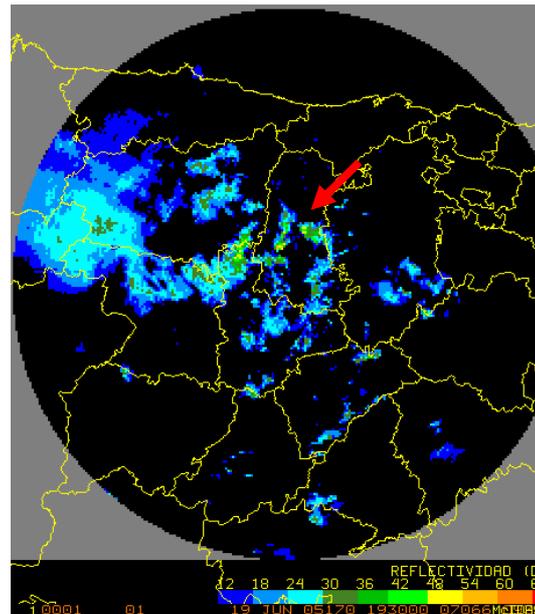


Fig 146 Imagen PPI radar de las 1930 UTC del día 19/06/2005

A2.2 VÓRTICE EMBEBIDO EN DORSAL SINÓPTICA

EPI	AÑO	MES	DIA	RAYOS	POS	DEN	H.INIC	H.FIN	RAY M.	H. MAX	TOR	GRAN	P. MAX	VIENT	GAR
7	2001	7	2	4340	12	0.98	0923	2101	1023	14	232	6	41	S	
9	2001	8	13	7540	6	2.5	0927*	2356	1237	14	228	8	45		
25	2003	7	12	3048	11	0.78	1307	2347	816	18	137	4	42		
32	2003	8	22	3322	16	1.7	1116*	2217	516	19	276	23	68	S	
46	2005	6	22	5171	21	0.61	1118	2359	764	20	251	4	29	S	S
51	2006	7	12	2908	16	1.5	1134	2144	626	18	139	9	36		
52	2006	7	13	5521	9	1.8	1150	2106	1420	16	171	5	48		
53	2006	7	14	5354	8	1.7	1120	2314	919	19	199	2	87		
54	2006	7	15	3762	19	1.2	1048	2335	790	13	167	4	36		
57	2006	9	7	4898	10	1.2	0302	2036	961	15	122	1	45		
28	2003	8	5	2837	25	0.66	1215*	2247	642	18	243	6	49		
MED				4427.4	13.9	1.3			883.1		196.8	6.5	47.8		

Leyenda. EPI: Número asignado al episodio. AÑO, MES, DIA, RAYOS (Número de rayos totales); POSIT (porcentaje de rayos positivos); DENS (máx densidad de rayos a resolución 20x20 km); H.INIC (hora UTC inicial de las descargas, * algunos rayos anteriores); H.FIN (hora UTC final); H.MAX (hora UTC del máximo de rayos); RAY M. (número de rayos máximo horario); TOR (número de estaciones que registran tormenta); GRAN (número de estaciones que registran granizo); P.MAX (precipitación máxima registrada)

EPI	pm925	T925	T850	T500	VT	TT	K	LI	ciz	thetae	cape	cin	PRESION
7	10	30	22	-12	32	54	32	-2.6	2.3	332	723	180	1020
9	10	28	22	-10	41	52	31	-0.9	13.6	332	346	219	1014
25	10	30	22	-10	42	51	29	-0.9	4.3	334			1015
32	10	26	18	-12	40	54	34	-2.4	9.3	332	678	188	1017
46	10	30	22	-12	42	48	24	1.5	5.4	336			1017
51	14	26	18	-10	37	54	37	-3.9	0	336	1694	165	1020
52	12	26	18	-10	36	50	32	0	5.3	332	461	221	1020
53	12	24	18	-10	35	49	33	0	3.4	334	984	128	1018
54	12	26	18	-10	37	51	35	-1.4	2.3	332	470	168	1019
57	12	26	20	-12	40	49	27	0.9	5.4	330			1015
28	12	32	24	-10	44	52	28	-0.5	3.9	334			1020
MED	11.3	27.6	20.2	10.7	38.7	51.3	31.1	-0.9	5	333.1	486.9	115.4	1017.7

Leyenda: EPI (número de episodio); pm925 (Proporción de mezcla en 925hPa máxima sobre la región promediada de 0z a 18UTC)gr/kg; T925 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región °C); T850 (Temperatura máxima en 850 hPa sobre la región °C); T500 (Temperatura mínima en 500 hPa sobre la región °C); Índices, calculados en 41.5°N 5°W a las 12UTC: VT- Vertical de totales modificado (T925-T500); TT-Total de totales; K-K index; LI-Lifted Index; ciz-Cizalladura 500-1000hPa (m/s); thetae-Temperatura potencial equivalente en 850 hPa(K), CAPE (Convective Available Potential Energy) J/kg; CIN (Convective Inhibition energy) J/kg; PRESIÓN (Presión reducida al nivel del mar en hPa)

A2.2.1 VÓRTICE EMBEBIDO EN DORSAL SINÓPTICA. Caso de estudio

El día 7 de Septiembre de 2006, se produjo una tormenta severa en la Cordillera Cantábrica. La configuración sinóptica en 500 hPa (fig. 147) correspondiente a ese día presentaba una borrasca atlántica lejana al oeste de Portugal, con una dorsal sobre la península, embebida en la misma se encontraba un vórtice sobre el mar de Alborán, con débil circulación ciclónica y sin apenas reflejo en el mapa de geopotencial. La isoterma de -10°C abarcaba la mitad norte peninsular y Baleares. En niveles bajos (fig. 148), se observa la baja atlántica y pantano barométrico sobre la península, con alta térmica en el centro peninsular en 925 hPa.

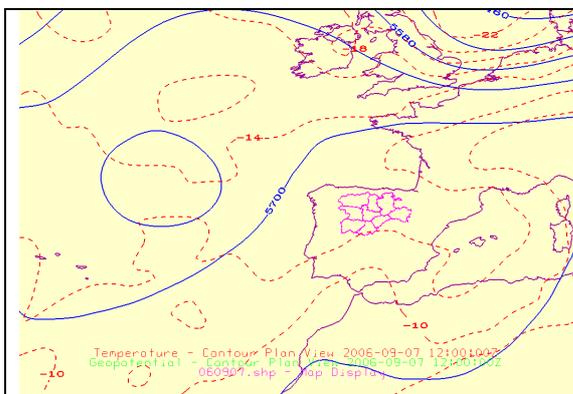


Fig 147 Geopotencial (isohipsas de 60 en 60 mgp) viento y temperatura en 500 hPa (isotermas de 2 en 2°C)

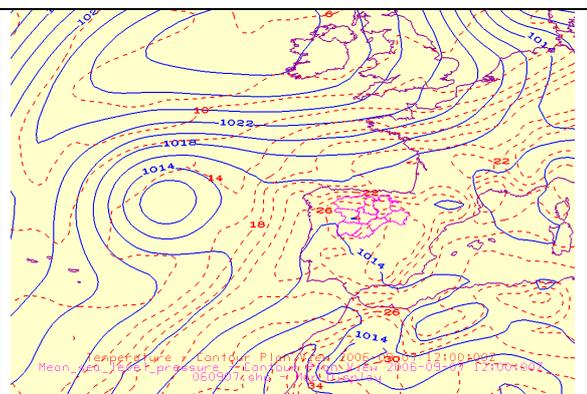


Fig 148 Presión al nivel de mar (isobaras de 2 en 2 hPa) y temperatura en 925 hPa (isotermas de 2 en 2°C)

En este episodio, la convección comenzó de madrugada. Destaca una tormenta multicelular sobre la Cordillera Cantábrica que se formó a primeras horas de la tarde, con su frente de racha visible expandiéndose hacia la meseta (fig. 149), así como una fuerte tormenta tipo pulso en Soria (13.4 mm en 10 minutos). En la imagen IR (fig. 150) se observa la estructura “cold ring” de la célula de Soria a las 1430, que dio lugar a intensidades de hasta 13 rayos por minuto. En la imagen HRVIS de las 1530, ésta célula ya está en fase de disipación, aunque más hacia el este se observa una nueva célula intensa.

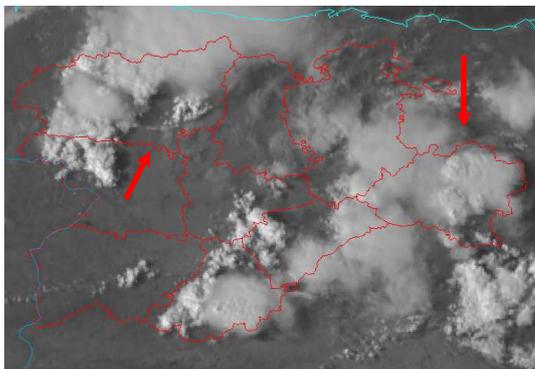


Fig 149 Imagen HRVIS de las 1530.

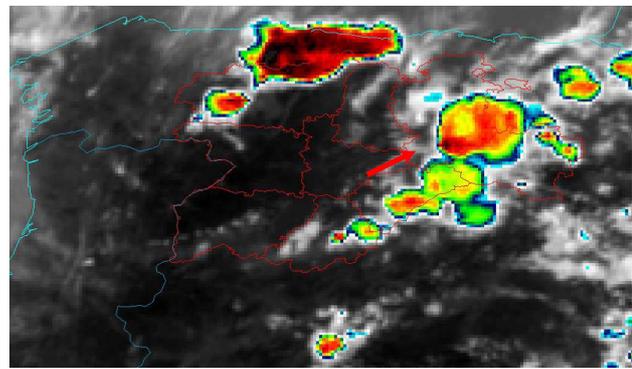


Fig 150 Imagen IR de las 1430.

A2.3 BAJA CENTRADA EN CASTILLA Y LEON

EPI	AÑO	MES	DIA	RAY	POS	DEN	H.INIC	H.FIN	RAY M.	H. MAX	P. MAX	TOR	GRAN	VT	GAR	CER
8	2001	7	28	8231	6	2.3	1129*	2010	1258	14	68	244	13			
18	2002	8	24	4600	10	0.76	0006	2114	663	11	80	244	4			
19	2002	8	25	2820	10	0.61	0820*	1806	671	14	76	208	18			S
33	2003	9	4	3653	9	1.2	0000	1722	583	6	88	81	3			
41	2004	9	6	2515	9	0.66	0416*	2359	288	18	78	124	12			
42	2004	9	7	3247	4	0.92	1038*	2359	377	3	75	118	10			
71	2009	5	24	2198	13	0.24	0418*	2206	301	18	85	172	49	S	S	
MED				3894.9	8.7	1			591.6		78.6	170.1	15.6			

Leyenda: EPI: Número asignado al episodio. AÑO, MES, DIA, RAYOS (Número de rayos totales); POS (porcentaje de rayos positivos); DENS (máx densidad de rayos a resolución 20x20 km); H.INIC (hora UTC inicial de las descargas, * algunos rayos anteriores); H.FIN (hora UTC final); H.MAX (hora UTC del máximo de rayos); RAY M. (número de rayos máximo horario); TOR (número de estaciones que registran tormenta); GRAN (número de estaciones que registran granizo); P.MAX (precipitación máxima registrada); VT (viento fuerte); GAR (granizo tamaño garbanzo); CER (granizo tamaño cereza)

EPI	pm925	T925	T850	T500	VT	TT	K	LI	ciz	thetae	cape	cin	PRESION
8	10	24	16	-14	36	51	32	-1.1	9.2	326	476	81	1018
18	10	22	14	-14	36	51	32	0	8.7	322	0	0	1015
19	10	20	12	-16	35	54	31	-1.9	5.6	322	653	53	1018
33	10	22	14	-14	35	50	29	1	8.4	328	0		1019
41	12	24	18	-16	38	57	33	-4.5	11.8	330	1699	78	1016
42	12	22	14	-12	35	50	34	-1.1	13.4	332	927	94	1015
71	10	18	12	-20	35	53	25	0	19.9	322	479	57	1016
MED	10.6	21.7	14.3	-15.1	35.7	52.3	30.9	-1.1	11	326	604.9	51.9	1016.7

Leyenda: EPI (número de episodio); pm925 (Proporción de mezcla en 925hPa máxima sobre la región promediada de 0z a 18 UTC) gr/kg; T925 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región °C); T850 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región °C); T500 (Temperatura mínima en 500 hPa sobre la región °C); Índices, calculados en 41.5°N 5°W a las 12UTC: VT- Vertical de totales modificado (T925-T500); TT-Total de totales; K-K index; LI-Lifted Index; ciz-Cizalladura 500-1000hPa (m/s); thetae-Temperatura potencial equivalente en 850 hPa(K), CAPE (Convective Available Potential Energy) J/kg; CIN (Convective Inhibition energy) J/kg; PRESION (Presión reducida al nivel del mar en hPa)

A2.3.1 BAJA CENTRADA EN CASTILLA Y LEON. Caso de estudio

El 24 de Mayo de 2009 hubo una intensa actividad eléctrica, con tormentas de carácter severo. La configuración sinóptica en 500 hPa (fig. 151) presentaba una borrasca centrada sobre la península, con su núcleo frío (-20°C) a las 12 UTC cubriendo parte del SW de Castilla y León. En niveles bajos (fig. 152) la borrasca tenía débil reflejo, y en 925 hPa se observaba un fuerte gradiente W-E de temperatura.

Se produjo una tormenta severa sobre Soria, recogándose 10 mm en 10 minutos así como granizo. Ese mismo día se registraron rachas de más de 80 km/h y granizo generalizado, incluso un episodio de granizo tipo garbanzo. En la imagen visible (fig. 153) se observa la

estructura redondeada a las 12 UTC, y a las 12.30 UTC (fig. 154) la estructura “cold ring” está totalmente desarrollada, con tope frío de -64°C y dos núcleos relativamente cálidos de -54°C y -55°C rodeados de tope más fríos, correspondiendo con echotops de más de 16 km y reflectividades radar entorno a 60 dBz (figs 153 y 154)

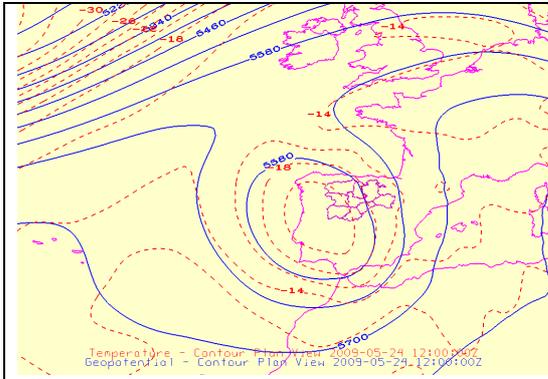


Fig 151 Geopotencial (isohipsas de 60 en 60 mgp) y temperatura en 500 hPa (isotermas de 2 en 2°C)

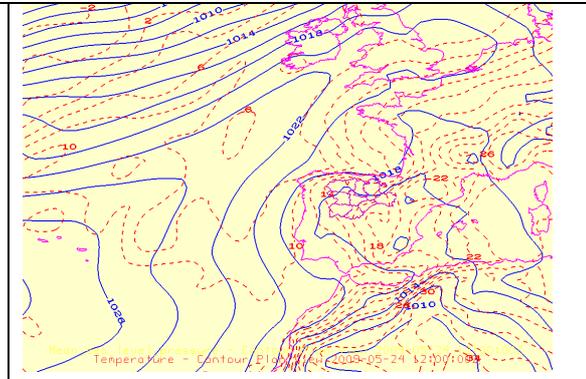


Fig 152 Presión al nivel de mar (isobaras de 2 en 2 hPa) y temperatura en 925 hPa (isotermas de 2 en 2°C)

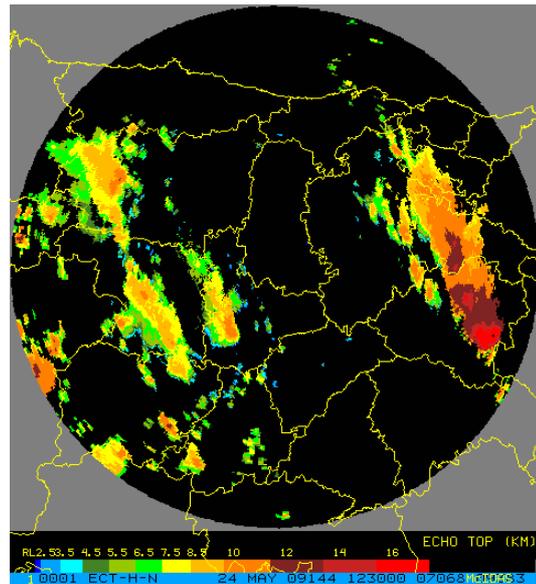
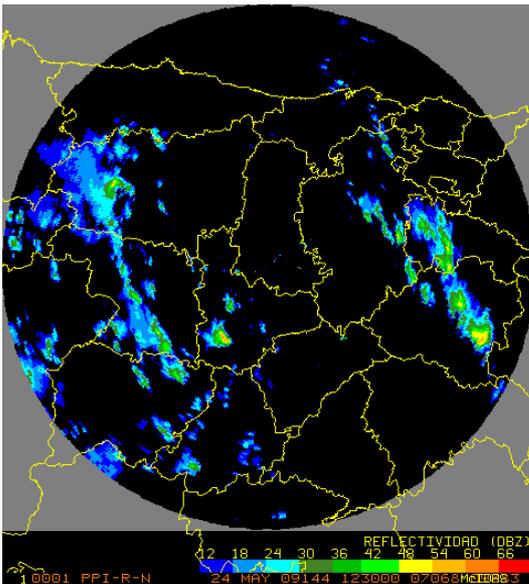
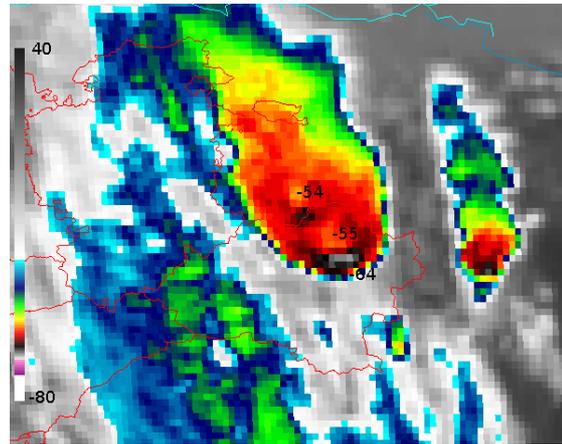
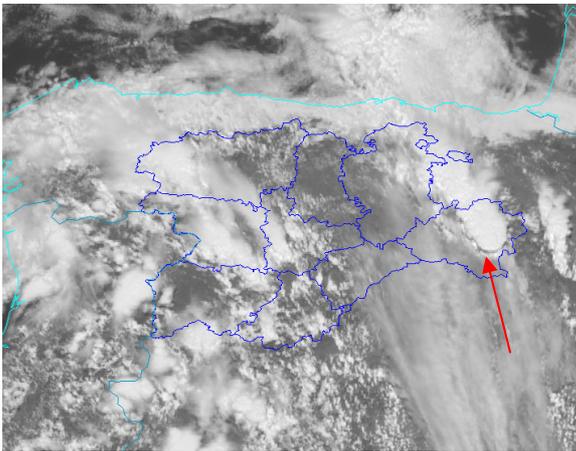


Fig 153 Imagen VIS de las 12 UTC (arriba) e imagen de reflectividad radar a las 1230 del día 24 de mayo de 2009 (abajo)

Fig 154 Imagen IR de las 1230 UTC (arriba) e imagen echotop a las 1230 del día 24 de mayo de 2009 (abajo)

Los rayos asociados a esta tormenta entre las 12 y las 13 UTC fueron: 12 positivos y 54 negativos (fig. 155), es decir, un promedio de 1 rayo por minuto durante 1 hora. La cizalladura 0-6km del episodio era próxima a 20 m/s.

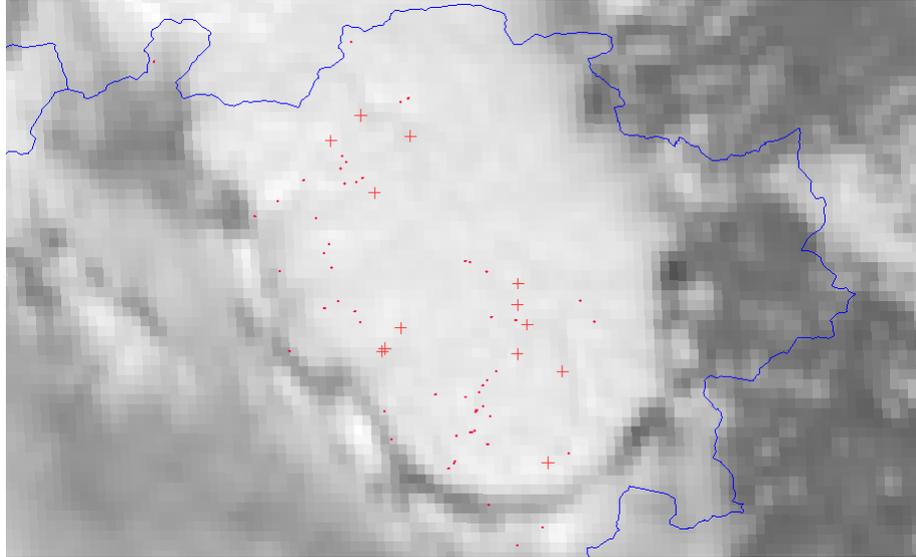


Fig 155 Detalle de la celula, con la distribución de rayos positivos y negativos entre las 12 y las 13 UTC.

A2.4 BAJA MÓVIL

EPI	AÑO	MES	DIA	RAYOS	POSIT	DENS	H.INIC	H.FIN	RAY M.	H.MAX	P.MAX	TOR	GRAN	VIENT	GAR	CER
3	2000	8	11	6063	12	0.73	808	1838	1897	14	63	234	21			
6	2001	5	22	2912	7	0.87	924	2057	531	14	78	143	11			
14	2002	7	22	3359	10	0.52	1103*	2359	563	14	37	198	15			S
24	2003	6	24	3017	20	0.41	0	1741	598	5	29	202	31		S	
27	2003	7	15	2369	9	0.48	3.40*	1930	445	6	50	265	43		S	
35	2004	6	18	11444	6	2	1248	2359	2428	20	35	254	5			
50	2006	7	4	2695	9	0.74	300	1908	655	5	27	80	14			
73	2010	9	1	4576	11	0.82	0	2104	677	15	58	129	4	S		
MED				4554.4	10.5	0.8			974.3		47.1	188.1	18			

Leyenda: EPI: Número asignado al episodio. AÑO, MES, DIA, RAYOS (Número de rayos totales); POSIT (porcentaje de rayos positivos); DENS (máx densidad de rayos a resolución 20x20 km); H.INIC (hora UTC inicial de las descargas, * algunos rayos anteriores); H.FIN (hora UTC final); H.MAX (hora UTC del máximo de rayos); RAY M. (número de rayos máximo horario); TOR (número de estaciones que registran tormenta); GRAN (número de estaciones que registran granizo); P.MAX (precipitación máxima registrada); VIENT (viento fuerte); GAR (granizo tamaño garbanzo); CER (granizo tamaño cereza)

EPI	pm925	T925	T850	T500	VT	TT	K	LI	ciz	thetae	cape	cin	PRESION
3	12	26	20	-14	37	55	40	-3	17.6	330	1281	81	1014
6	8	18	10	-18	37	53	30	0	2	314	0	0	1017
14	8	24	18	-16	38	51	28	0.1	9.3	326	0	0	1016
24	12	24	18	-14	38	53	21	-1.6	14.5	334	515	126	1016
27	10	26	18	-16	33	51	30	-0.5	19.5	324	867	54	1009
35	10	26	20	-12	40	46	25	2.8	6.7	326	0	0	1012
50	10	24	18	-14	36	46	25	3	18.9	326	0	0	1014
73	10	26	18	-12	33	49	36	-0.5	7	332	720	99	1009
MED	10	24.3	17.5	-14.5	36.5	50.5	29.4	0	11.9	326.5	422.9	45	1013.4

Leyenda: EPI (número de episodio); pm925 (Proporción de mezcla en 925hpa máxima sobre la región promediada de 0z a 18UTC)gr/kg; T925 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región °C); T850 (Temperatura máxima en 850 hPa sobre la región °C); T500 (Temperatura mínima en 500 hPa sobre la región °C); Indices, calculados en 41.5°N 5°W a las 12UTC: VT- Vertical de totales modificado (T925-T500); TT-Total de totales; K-K index; LI-Lifted Index; ciz-Cizalladura 500-1000hPa (m/s); thetae-Temperatura potencial equivalente en 850 hPa(K), CAPE (Convective Available Potential Energy) J/kg; CIN (Convective Inhibition energy) J/kg; PRESIÓN (Presión reducida al nivel del mar en hPa)

A2.4.1 BAJA MÓVIL. Caso de estudio

El 24 de Junio de 2003 se produjo intensa actividad eléctrica. La configuración sinóptica en 500 hPa (fig. 156) presentaba una borrasca que se desplazaba rápidamente barriando el oeste peninsular. A las 12 UTC, su núcleo frío (-16° C) afectaba el extremo W de Castilla y León. En niveles bajos (fig. 157) la borrasca tenía débil reflejo, y en 925 hPa se observa una dorsal térmica que se extiende desde el se peninsular hacia el NW, con fuerte gradiente térmico de W a E.

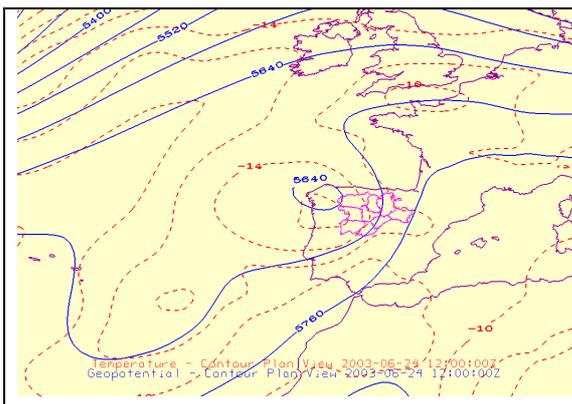


Fig 156 Geopotencial (isohipsas de 60 en 60 mgp) y temperatura en 500 hPa (isotermas de 2 en 2°C)

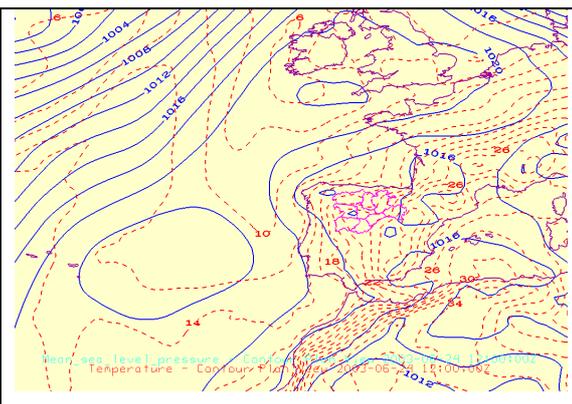


Fig 157 Presión al nivel de mar (isobaras de 2 en 2 hPa) y temperatura en 925 hPa (isotermas de 2 en 2 C)

La convección se organizó en varias líneas, con desplazamiento sur-norte, en un ambiente de cizalladura 0-6km notable (próximo a 15 m/s). A mediodía se produjo una línea de turbonada que afectó a la provincia de Burgos. La temperatura del tope nuboso en el canal infrarrojo en su núcleo frío fue de -55°C, con 14-16 km de echotop en la imagen radar (fig. 155).

Hubo 47 rayos entre las 11 y las 12 UTC: 31 positivos y 16 negativos, es decir, doblando el número de rayos positivos al de negativos. Esto está relacionado con la moderada cizalladura 0-6 km, con un viento sur moderado a fuerte que desplaza el yunque nuboso hacia el norte, más allá de la zona de máxima reflectividad que se encuentra en el sur de la línea, como se puede observar en las imágenes radar (fig. 158 y 159) .

Este mismo día el NW de la región (provincia de León) fue afectado primero por persistentes líneas de turbonada de madrugada, y por la tarde por convección del tipo tren autoconvectivo. De tal manera, la persistencia de las tormentas fue notable. Los rayos totales fueron 260 negativos y 46 positivos (fig. 159).

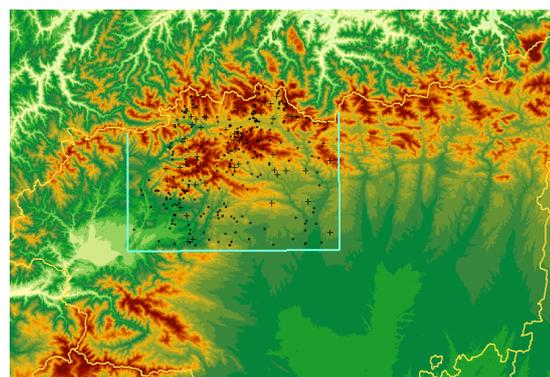
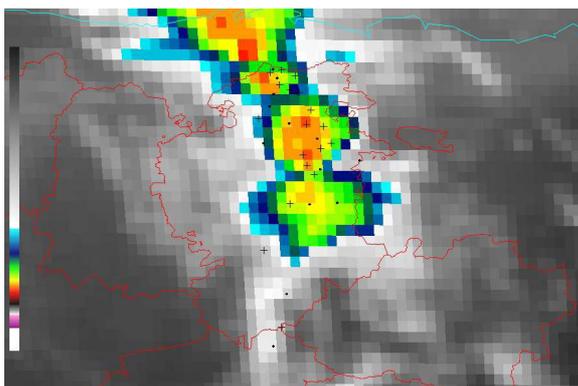
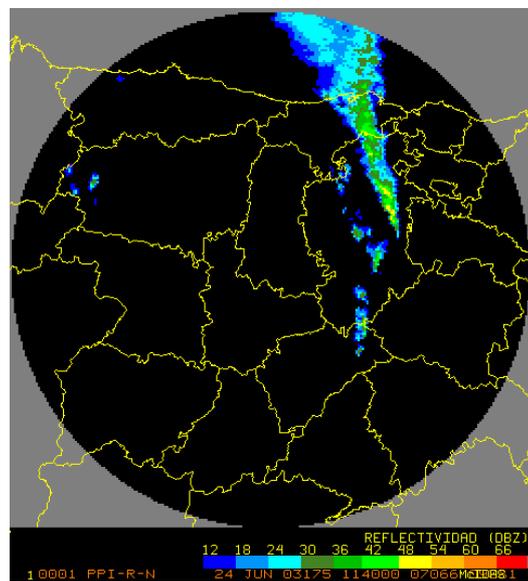
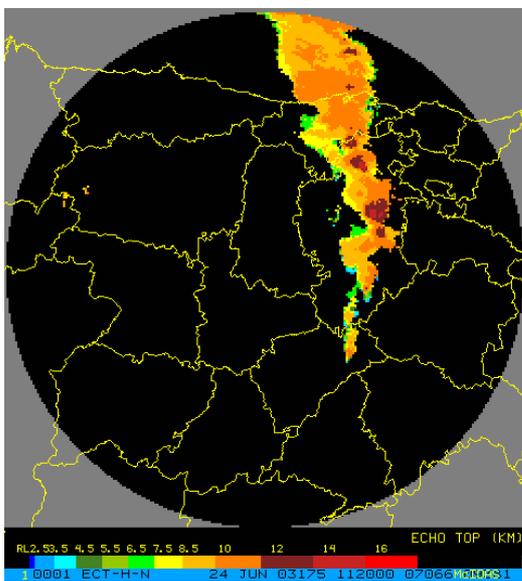


Fig 158 Imagen radar echotop de las 1120z (arriba) e imagen IR de las 1130z con rayos entre las 11 y las 12z (abajo) del día 24 de Junio de 2003.

Fig 159 Imagen reflectividad radar de las 1140 (arriba) y localización de los rayos totales del 24 de Junio de 2003, con detalle de la zona de estudio de la línea de turbonada que afectó a León (abajo)

A2.5 VAGUADA.

EPI	AÑO	MES	DIA	RAYOS	POS	DENS	H.INIC	H. FIN	H. MAX	RAY M.	P. MAX	TOR	GRA	VT	GAR	CER	NUEZ
4	2000	9	11	16994	5	1.6	0000	1810	7	2083	38	327	10		S		
1	2000	6	1	2294	32	0.31	0744	2337	11	349	23	353	40				
5	2000	9	17	4045	5	0.85	1218	2030	15	876	37	174	4				
13	2002	7	8	6705	6	1.06	0000	2013	6	1182	26	148	27				
17	2002	8	23	2398	5	0.97	0000	2353	16	289	36	126	4				
26	2003	7	14	3051	8	1.1	1120*	2358	14	699	29	147	15				
31	2003	8	16	2333	5	1.7	0238	2218	16	593	50	93	2				
36	2004	7	6	2321	17	0.43	1010*	2359	22	435	76	174	28				
49	2006	6	24	5137	10	0.97	0525*	2356	15	841	90	163	40				
56	2006	7	27	5224	23	1.1	0504	1839	13	1024	88	117	15			S	
61	2007	5	20	5022	11	0.57	0000	2359	19	722	90	263	20	S			S
65	2007	8	11	2687	6	1.1	1302	2359	15	570	30	87	5				
69	2008	6	23	4963	13	1	1335*	2359	19	872	56	207	32	S	S		
MED				4859	11.2	1				810.4	51.5	183	18.6				

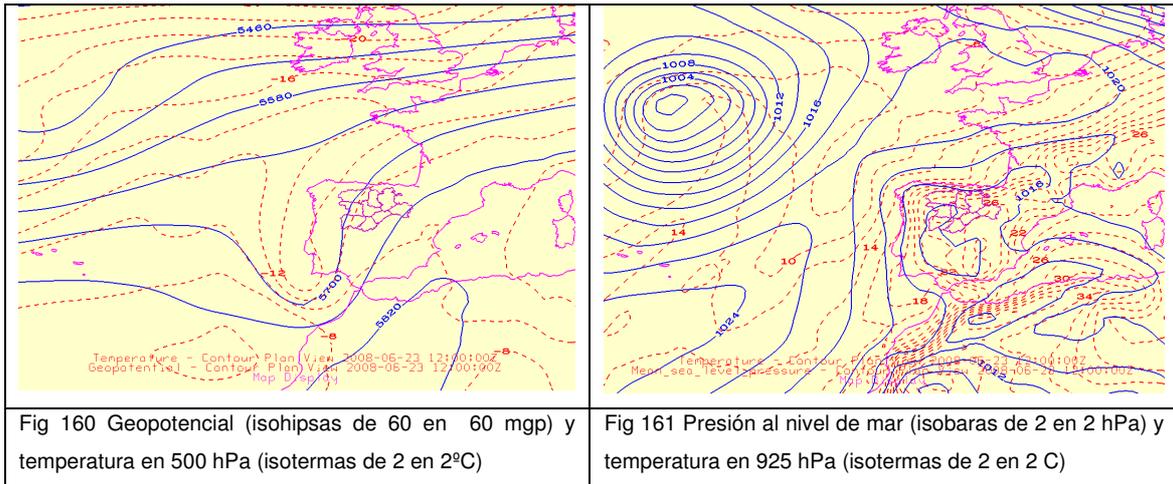
Leyenda: EPI: Número asignado al episodio. AÑO, MES, DIA, RAYOS (Número de rayos totales); POSIT (porcentaje de rayos positivos); DENS (máx densidad de rayos a resolución 20x20 km); H.INIC (hora UTC inicial de las descargas, * algunos rayos anteriores); H.FIN (hora UTC final); H.MAX (hora UTC del máximo de rayos); RAY M. (número de rayos máximo horario); TOR (número de estaciones que registran tormenta); GRA (número de estaciones que registran granizo); P.MAX (precipitación máxima registrada); VT (viento fuerte); GAR (granizo tamaño garbanzo); CER (granizo tamaño cereza); NUEZ (granizo tamaño nuez)

EPI	pm925	T925	T850	T500	VT	TT	K	LI	ciz	thetae	cape	cin	PRES
4	12	26	20	-14	39	53	36	-1.2	7.3	328	669	108	1016
5	10	20	14	-16	35	53	26	-1.1	6.4	322	246	90	1014
13	10	24	18	-14	40	56	35	-3	8.5	332	759	160	1012
17	10	22	16	-14	36	50	32	0.1	7.3	330	0	0	1014
26	10	26	20	-12	37	51	26	-1.4	5.9	332	584	130	1009
31	12	22	16	-12	30	47	34	-0.2	8.6	328	1513	18	1014
36	10	26	20	-14	40	53	24	-1.1	21	330			1011
49	12	24	18	-14	38	54	33	-2	15.5	332	565	138	1012
56	12	26	20	-14	38	54	31	-2.5	10.8	328	1142	97	1016
61	10	20	14	-14	31	49	28	0	14.2	322	1260	26	1009
65	10	26	18	-12	38	45	27	0	8.3	326			1011
69	10	26	20	-12	39	50	35	-0.6	20.8	330	333	237	1014
MED	10.7	24	17.8	13.5	36.8	51.3	30.6	-1.1	11.2	328.3	589.3	83.7	1012.7

Leyenda: EPI (número de episodio); pm925 (Proporción de mezcla en 925hPa máxima sobre la región promediada de 0z a 18UTC)gr/kg; T925 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región °C); T850 (Temperatura máxima en 850 hPa sobre la región °C); T500 (Temperatura mínima en 500 hPa sobre la región °C); Indices, calculados en 41.5°N 5°W a las 12UTC: VT- Vertical de totales modificado (T925-T500); TT-Total de totales; K-K index; LI-Lifted Index; ciz-Cizalladura 500-1000hPa (m/s); thetae-Temperatura potencial equivalente en 850 hPa(K); CAPE (Convective Available Potential Energy) J/kg; CIN (Convective Inhibition energy) J/kg; PRESIÓN (Presión reducida al nivel del mar en hPa)

A2.5.1 VAGUADA. Caso de estudio

El día 23 de junio de 2008 la configuración sinóptica en 500 hPa (fig. 160) presentaba una vaguada atlántica que se desplazaba rápidamente de oeste a este. A las 12 UTC, la isoterma de -12°C se ubicaba sobre las costas de Portugal. En niveles bajos baja térmica en el sur peninsular, asociada a la alta térmica en 925 hPa (fig. 161).



Se formó una extensa línea de turbonada, en un ambiente de fuerte cizalladura 0-6km (20 m/s). En su evolución posterior surgieron intensas células tormentosas en el SW de la región. Se registraron fuertes vientos (con valores próximos a 100 km/h), granizo tipo garbanzo, y precipitaciones intensas (30 mm y 22 mm en 1 hora en Salamanca y Fuentesauco respectivamente), como se observa en la figura 165. En las imágenes radar se observa cómo los desarrollos más intensos se encuentran en la parte delantera (oriental) correspondiendo la zona estratiforme o trasera en la parte occidental (figs 162 y 163). Entre las 14 y las 15 UTC se produjeron 3 rayos positivos y 39 negativos (fig. 164).

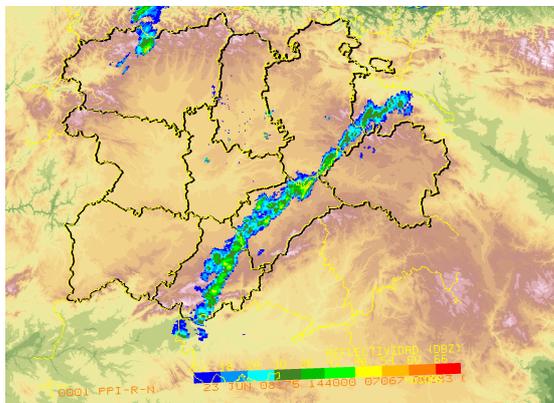


Fig 162 Imagen reflectividad radar de las 1440 UTC del día 23/06/2008

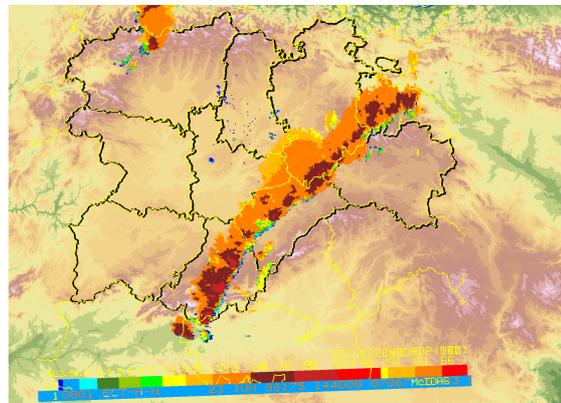


Fig 163 Imagen ecotop radar de las 1440 UTC del día 23/06/2008

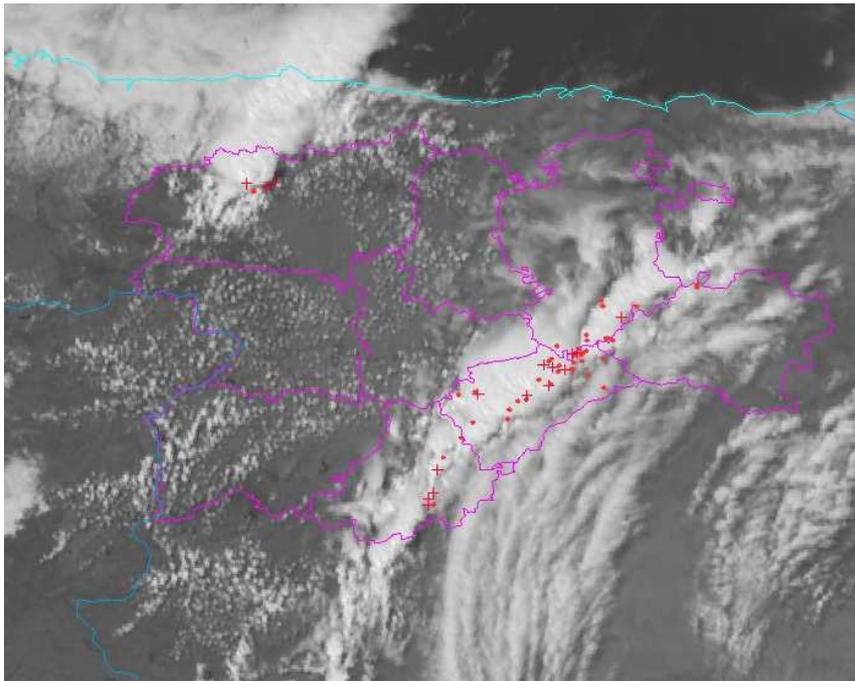


Fig 164 Imagen MSG HRVIS de las 14 UTC y rayos entre 13 y 14 UTC

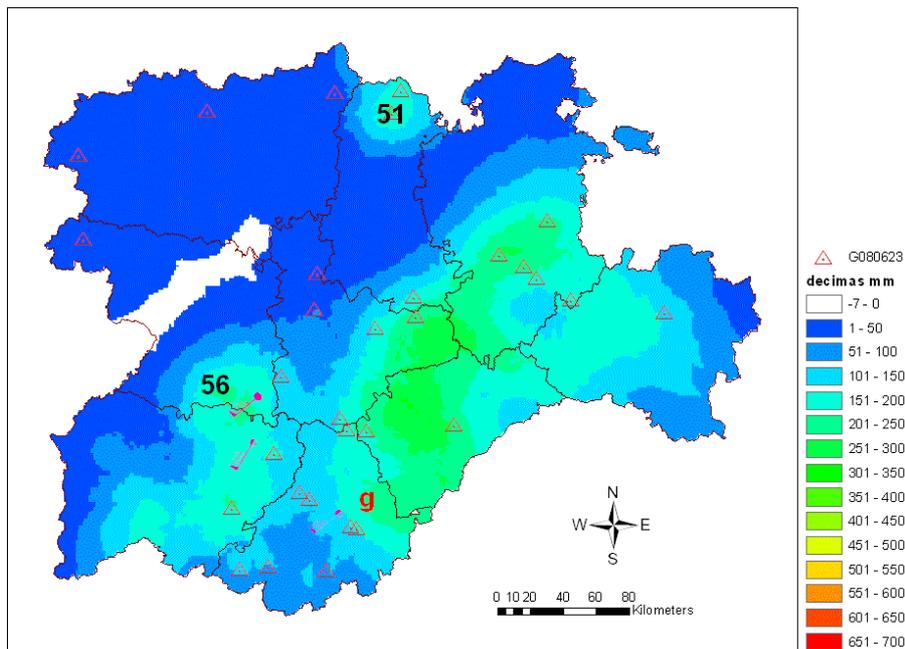


Fig 165 Precipitación interpolada en décimas mm. Precipitación máxima, viento máximo y granizo (g-granizo tamaño garbanzo)

A2.6. ONDAS

EPI	AÑO	MES	DIA	RAYOS	POS	DENS	H.INIC	H.FIN	RAY M.	H. MAX	P. MAX	TOR	GRA	VT	GAR	CER	NUEZ
1	2000	6	1	2294	32	0.31	0744	2337	349	11	23	353	40				
12	2002	5	31	3394	11	0.75	0835	2358	820	18	50	289	14				
16	2002	8	22	2338	8	1.51	1053	2359	561	20	36	85	2				
20	2002	9	3	4577	3	1.2	0318	2033	973	13	34	128	8				
21	2002	9	30	2140	24	0.33	0933*	2030	369	14	77	241	3				
37	2004	7	15	3285	7	0.89	1544	2359	701	19	23	192	1				
38	2004	7	16	4596	6	0.59	0000	2352	660	15	70	214	8				
39	2004	8	2	4134	10	1	1247*	2151	1002	4	42	123	8				
45	2005	6	20	3241	16	0.97	1024*	2220	725	17	32	181	8	S		S	S
47	2006	5	11	2537	21	0.51	1108	2253	563	17	55	197	21		S		
48	2006	6	19	2180	8	1.9	1038	2318	502	12	48	196	4				
55	2006	7	18	3130	20	1.2	1228	1955	1105	17	32	222	7	S			
59	2006	9	9	5472	9	1.3	1015	2122	1164	15	41	186	6				
68	2007	9	17	3745	7	0.7	0000	2016	619	9	50	176	12				
70	2008	9	9	3109	9	0.38	0000	2310	491	2	70	143	16	S			
2	2000	7	17	2058	15	0.55	0000	2321	312	15	40	222	11		S		
15	2002	8	15	3969	6	2.2	1127*	2159	1061	15	45	132	7				
60	2007	5	19	6614	11	1.2	0000	2359	993	18	60	237	40				
MED				3489.6	12.4	1			720.6		46	195	12				

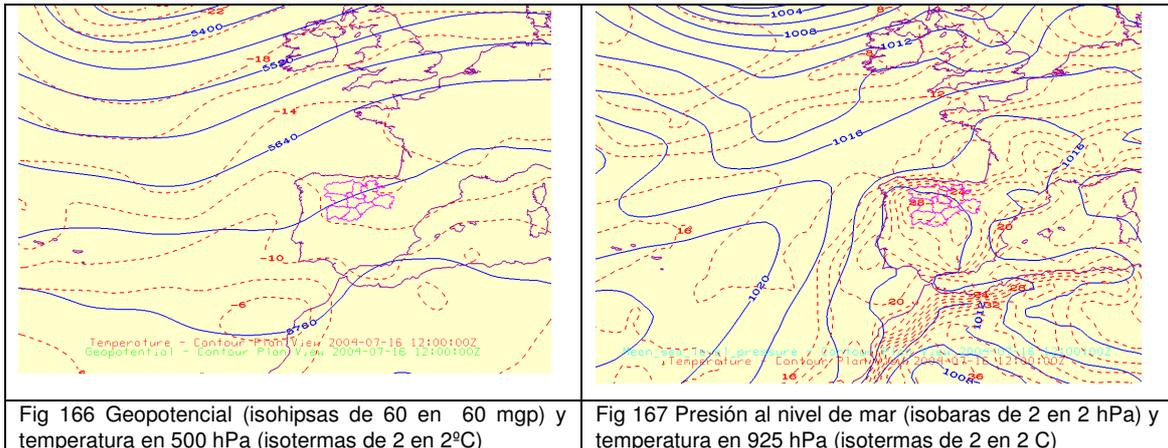
EPI: Número asignado al episodio. AÑO,MES,DIA,RAYOS (Número de rayos totales); POSIT (porcentaje de rayos positivos); DENS (máx densidad de rayos a resolución 20x20 km); H.INIC (hora inicial (UTC) de las descargas, * algunos rayos anteriores); H.FIN (hora final UTC); H.MAX (hora del máximo de rayos UTC); RAY M. (número de rayos máximo horario);TOR (número de estaciones que registran tormenta); GRAN (número de estaciones que registran granizo); P.MAX (precipitación máxima registrada);VIENT(viento fuerte);GAR (granizo tamaño garbanzo);CER (granizo tamaño cereza);NUEZ (granizo tamaño nuez)

EPI	pm925	T925	T850	T500	VT	TT	K	LI	ciz	thetae	cape	cin	PRESION
1	12	26	20	-14	43	57	34	-3.4	13.9	330	432	170	1018
12	8	26	16	-14	39	49	30	1.1	8.9	322	0		1017
16	10	24	16	-12	34	48	30	-0.1	9.7	326	0		1013
20	8	22	16	-14	38	50	32	0.8	10.1	322	0	0	1016
21	10	20	14	-16	35	52	33	-1.5	8	326	550	67	1020
37	8	26	18	-12	39	47	19	1.8	5.2	326			1017
38	10	28	20	-14	42	49	27	1.3	10.2	328			1013
39	12	26	20	-12	39	51	32	0.1	10.4	332	663	126	1014
45	12	28	20	-10	39	52	34	-1.8	8.3	336	907	144	1015
47	8	22	14	-18	39	54	31	-0.7	7	320			1010
48	12	24	18	-12	37	47	32	1.4	1.9	328			1015
55	12	30	22	-10	41	53	37	-2	11.8	332			1016
59	12	26	20	-12	41	52	30	-1	3.1	328			1018
68	10	18	12	-14	34	52	31	-1	8.8	324	679	60	1016
70	12	22	16	-12	35	51	35	-1.7	17.3	332	780	95	1013
2	8	26	18	-12	40	53	35	-1.7	8.8	328	245	182	1012
15	10	26	20	-12	39	51	30	-0.3	5.7	328			1017
60	12	22	16	-14	36	53	34	-2	9.2	326	1201	93	1011
MED	10.3	24.6	17.6	-13	38.3	51.2	31.4	-0.6	8.8	327.5	303.2	52.1	1015.1

Leyenda: EPI (número de episodio); pm925 (Proporción de mezcla en 925hpa máxima sobre la región promediada de 0 a 18 UTC)gr/kg; T925 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región °C); T850 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región °C); T500 (Temperatura mínima en 500 hPa sobre la región °C); Indices, calculados en 41.5°N 5°W a las 12UTC: VT- Vertical de totales modificado (T925-T500); TT-Total de totales; K-K index; LI-Lifted Index; ciz-Cizalladura 500-1000hPa (m/s); thetae-Temperatura potencial equivalente en 850 hPa(K), CAPE (Convective Available Potential Energy) J/kg); CIN (Convective Inhibition energy) J/kg; PRESIÓN (Presión reducida al nivel del mar en hPa)

A2.6.1 ONDAS. Caso de Estudio

El día 16 de Julio de 2004 la configuración sinóptica en 500 hPa presentaba una onda térmica embebida en un flujo zonal que a las 12 UTC había rebasado la región, formándose un núcleo frío de -14°C en la provincia de Burgos (fig. 166). En niveles bajos baja térmica en el sur peninsular, asociada a la alta térmica en 925 hPa en el SW que se extiende en dorsal sobre Castilla y León (fig. 167).



Se formaron tormentas a sotavento del Sistema Central. Lo significativo de estas tormentas son las descargas desde “topes cálidos”, ya que las imágenes IR denotan topes con temperaturas inferiores a -25°C, aunque con echotops elevados (fig. 168). Por tanto, en este caso parece ser más efectivo de cara a la génesis de rayos las fuertes corrientes verticales que las temperaturas frías. Se registraron 309 rayos, de los cuales 15 fueron positivos.

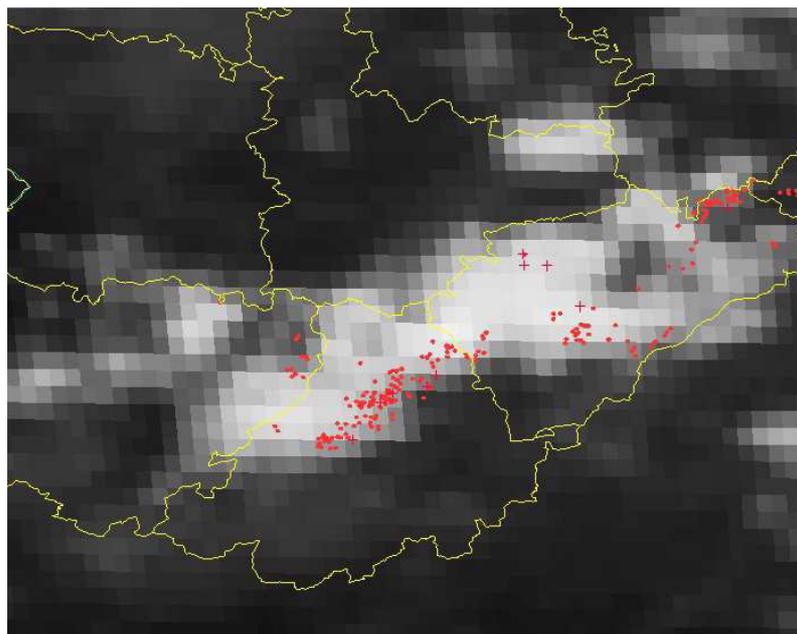


Fig 168 Imagen IR y rayos de las 12z

A2.7 BAJA SW Y W

EPI	AÑO	MES	DIA	RAYOS	POS	DENS	H.INIC	H.FIN	RAY M.	H.MAX	P.MAX	TOR	GRA	VIENT	GAR
10	2001	8	27	2227	9	0.47	1246	2359	560	23	36	271	19		
11	2001	8	28	4906	5	0.9	1026*	1957	696	0	48	180	15		
22	2003	5	30	5820	5	1.5	1100	2359	1356	19	75	260	5		S
23	2003	5	31	3281	14	1.1	1122*	2358	343	14	68	296	15		
34	2004	6	7	2912	7	0.68	1139*	2156	580	15	76	238	9		
40	2004	9	3	2640	14	2	1024*	2223	861	15	48	165	4		
62	2007	5	22	2271	16	0.36	1119*	2323	578	21	74	211	32	S	
63	2007	5	24	5603	5	0.88	833*	2348	1157	15	58	217	37		
64	2007	6	9	2039	12	0.31	1026*	2359	301	16	60	188	27	S	
66	2007	8	25	2860	6	0.33	1339*	2359	600	18	82	236	19	S	
67	2007	9	13	3236	6	0.76	1057*	2355	488	19	67	155	8		
72	2010	6	25	2169	11	0.31	0000	2359	384	20	100	124	0		
MED				3330.3	9.2	0.8			658.7		66	212	15.8		

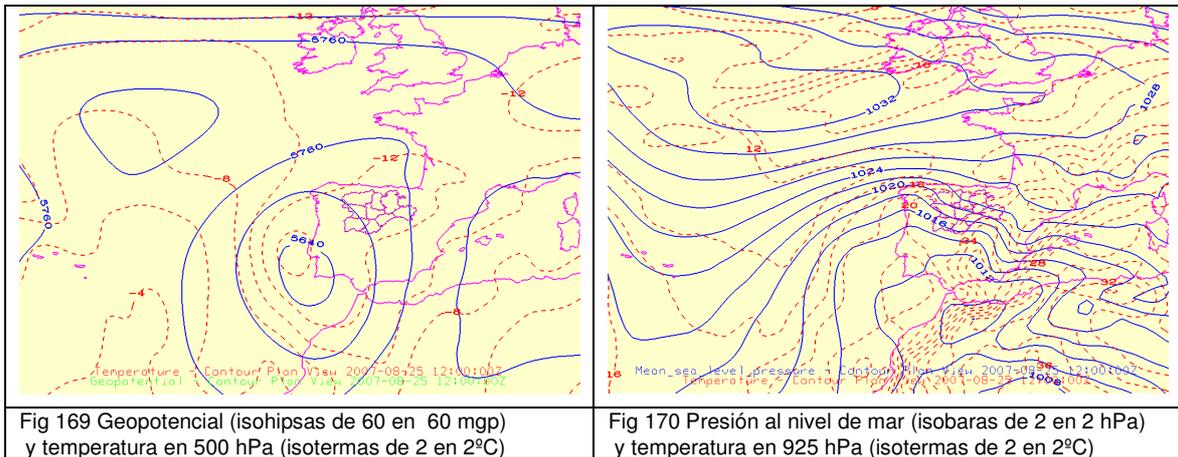
EPI: Número asignado al episodio. AÑO, MES, DIA, RAYOS (Número de rayos totales); POSIT (porcentaje de rayos positivos); DENS (máx densidad de rayos a resolución 20x20 km); H.INIC (hora UTC inicial de las descargas, * algunos rayos anteriores); H.FIN (hora final UTC); H.MAX (hora del máximo de rayos, UTC); RAY M. (número de rayos máximo horario); TOR (número de estaciones que registran tormenta); GRAN (número de estaciones que registran granizo); P.MAX (precipitación máxima registrada); VIENT (viento fuerte); GAR (granizo tamaño garbanzo); CER (granizo tamaño cereza); NUEZ (granizo tamaño nuez)

EPI	pm925	T925	T850	T500	VT	TT	K	LI	ciz	thetae	cape	cin	PRESION
10	10	28	20	-12	40	50	33	0.3	11.6	326	0	0	1015
11	10	26	18	-12	33	49	32	-0.4	14.4	328	1059	62	1014
22	10	26	18	-12	39	48	27	1.7	4.7	324	0		1013
23	10	22	16	-14	36	54	34	-1.87	8.7	326	559	148	1014
34	10	24	18	-14	38	50	34	-0.1	3.9	324			1016
40	10	22	14	-14	32	49	34	0	11.6	326	371	85	1019
62	8	20	14	-16	36	52	35	0	14.4	320	294	94	1013
63	10	20	12	-18	36	53	30	-0.6	14	318	591	75	1012
64	12	24	18	-14	38	54	34	-2.3	13.3	328	445	136	1014
66	10	20*	14	-12	31	48	30	1	18	328	234	41	1019
67	10	20*	14	-12	33	48	33	0.7	2.6	326	337	100	1018
72	12	24	16	-12	38	51	35	-0.6	6.3	330	370	146	1014
MED	10.2	23.6	16	-13.5	35.8	50.5	32.6	-0.2	10.3	325.3	355	73.9	1015.1

Leyenda: EPI (número de episodio); pm925 (Proporción de mezcla en 925hpa máxima sobre la región promediada de 0z a 18UTC)gr/kg; T925 (Temperatura máxima en 925 hPa sobre la región °C); T850 (Temperatura máxima en 850 hPa sobre la región °C); T500 (Temperatura mínima en 500 hPa sobre la región °C); Índices, calculados en 41.5°N 5°W a las 12UTC: VT- Vertical de totales modificado (T925-T500); TT-Total de totales; K-K index; LI-Lifted Index; ciz-Cizalladura 500-1000hPa (m/s); thetae-Temperatura potencial equivalente en 850 hPa(K), CAPE (Convective Available Potential Energy) J/kg; CIN (Convective Inhibition energy) J/kg; PRESION (Presión reducida al nivel del mar en hPa)

A2.7.1 BAJA SW Y W. Caso de estudio

El día 25 de Agosto de 2007 la configuración sinóptica en 500 hPa presentaba una profunda borrasca centrada en el Golfo de San Vicente, con la isoterma de -12°C abarcando prácticamente toda la península ibérica, excepto el extremo oriental (fig. 169). En niveles bajos baja térmica sobre el norte de Marruecos, que unido al anticiclón al NW de la península, origina un notable flujo de levante sobre la península (fig. 170). En 925 hPa, alta térmica en el SW que se extiende en dorsal sobre la región.



En la imagen visible de las 12 UTC vemos las ondas orográficas formadas a sotavento de las barreras montañosas (fig. 171), que se extienden extraordinariamente con la orientación del flujo en cada zona (en Castilla y León es del SE). Indican flujo húmedo que da lugar a la formación de la nubosidad, así como estabilidad en niveles bajos. A las 14 UTC, se observa una curiosa configuración nubosa a sotavento del sistema Central, en la parte occidental yunques de cumulonimbos anclados en las cumbres del sistema central y elongados en dirección sur-norte, en la parte central estratocúmulos orientados en calles paralelas de se a NW que cruzan la barrera montañosa, y en la parte oriental, estratocúmulos orográficos orientados de SW a NE, describiendo perfectamente como varía la estabilidad a lo largo del Sistema Central, inestable en el oeste y estable en el este (fig. 172)

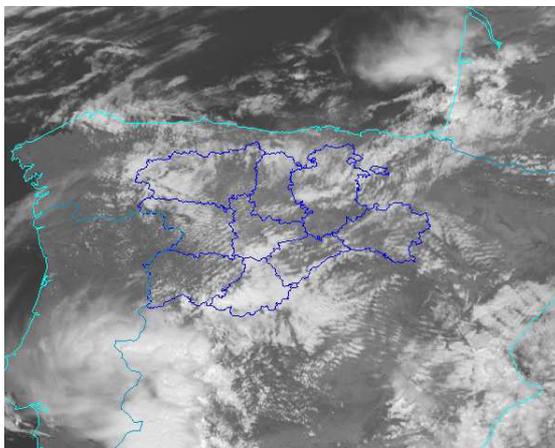


Fig 171 Imagen HRVIS de las 12z

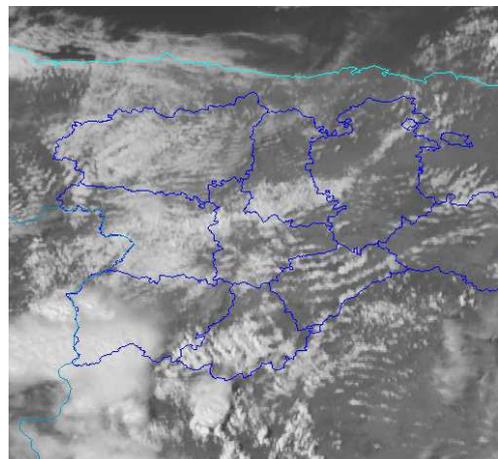


Fig 172 Imagen HRVIS de las 14z

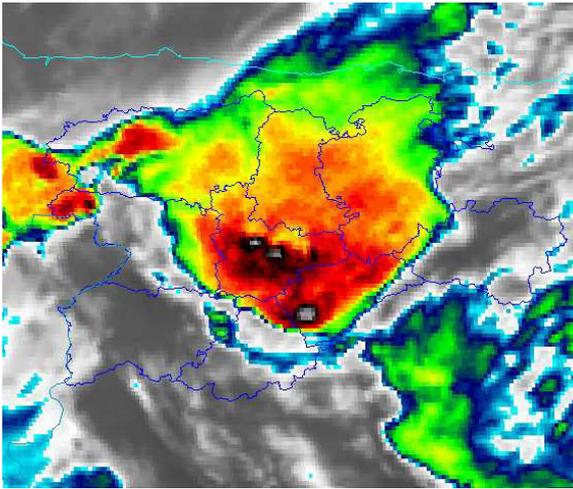


Fig 173 Imagen IR 1930 UTC 25/08/2007

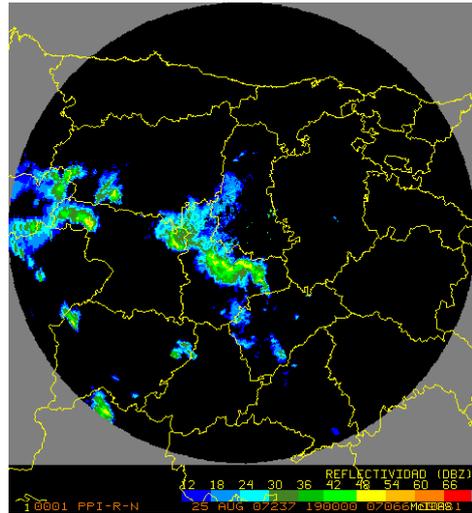


Fig 174 Imagen PPI radar 1900 UTC
25/08/2007

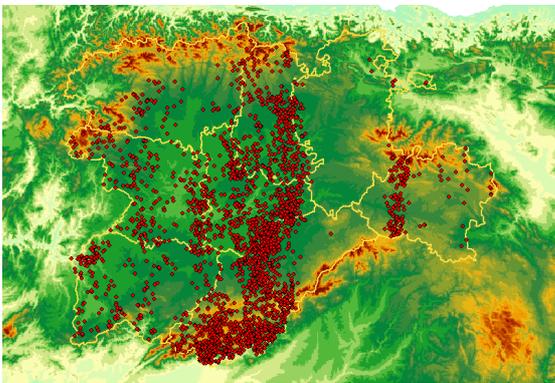


Fig 175 Rayos totales del 25/08/2007

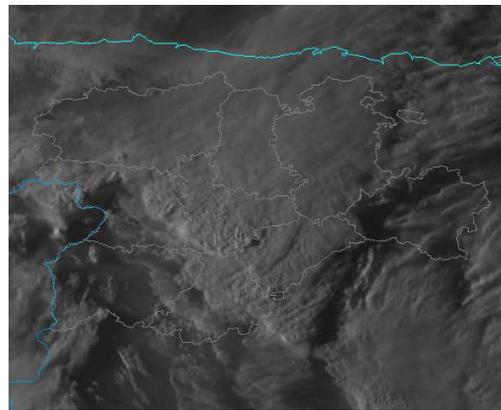


Fig 176 Imagen HRVIS de las 18 UTC
25/08/2007

Posteriormente se formaron intensas tormentas en la provincia de Valladolid, como se aprecia en las imágenes visible (fig. 176), con una célula de marcado “overshooting”, cuya sombra se extiende hacia el este, o en la imagen IR (fig. 173), donde se aprecian tres células con toques muy fríos. La imagen radar de las 19 (fig. 174) muestra una estructura “bow arch”, indicativa de intensos vientos asociados a ese tramo arqueado de la línea de turbonada que se extiende hacia el NW. La actividad tormentosa fue notable, con 2860 rayos (fig. 175)

TESIS DOCTORAL:
**La actividad tormentosa en Castilla y León:
 Análisis microescalar y modelos conceptuales.**

FE DE ERRATAS

Página	Párrafo	Línea	donde dice	debe decir
3 s/n	2	2	modelo	modelos
Lista de acrónimos		3	Area de Tências	Área de Técnicas
Introducción,1	2	9	2500	250
Introducción,2	2	4	entorno	en torno
2	3	2	Cloud-ground	Cloud to ground
3	1	2	la dirección	el sentido
4	2	3	sóla	soła
4	3	4	entorno	en torno
5	7	2	Canada	Canadá
8	1	5	entorno	en torno
8	1	6	entorno	en torno
16	3	4	azimuth	azimut
16	3	9	azimuth	azimut
17	1	5	azimuth	azimut
17	2	11	azimuth	azimut
18	2	3	azimuth	azimut
19	1	3	países	países
19	1	8	entorno	en torno
22	2	3	geostacionarios	geoestacionarios
22	2	7	OTD GLM	GLM
22	2	9	geostacionarios	geoestacionarios
28	1	2	nube tierra	nube-tierra
29	2	8	meteo	Météo
29	2	12	teconología	tecnología
32	3	8	entorno	en torno
33	1	3	dividido	y dividiendo
33	4	8	entorno	en torno
34	3	8	entorno	en torno
37	1	5	rio	río
37	2	2	surguiendo	surgiendo
38	1	4	pedregrosos	pedregosos
39	1	6	la zonas	las zonas
39	1	7	frio	frío
39	2	2	las distribución	la distribución
39	3	5	ya conocido	conocido
40	2	8	países	países
40	2	9	entorno	en torno
41	3	5	manifiestándose	manifestándose
42	2	2	Africa	África
43	3	7	la sierra	las sierras
43	3	8	bloquea	bloquean

Página	Párrafo	Línea	donde dice	debe decir
48	2	6	inferior	superior
49	2	8	falicitando	facilitando
52	2	23	EE.UU	EE.UU.
55	3	4	pudieramos	pudiéramos
59	1	6	entorno	en torno
61	1	5	entorno	en torno
61	1	7	entorno	en torno
61	1	8	entorno	en torno
61	1	9	entorno	en torno
66	1	2	0.94	0.92
66	2	8	region	región
69	2	7	interdisplicinar	interdisciplinar
73	3	1	a lo largo	adquirida a lo largo
80	1	1	mezca	mezcla
80	1	4	entorno	en torno
80	3	1	paramámetros	parámetros
83	1	1	medio promediado	medio
83	3	11	entorno	en torno
86	1	14	50	52
87	2	9	cizallura	cizalladura
88	subtitulo	3.2.3.3	Léon	León
88	2	1	que aunque	aunque
88	4	5	el la	la
90	1	1	entorno	en torno
90	4	1	tabla 10	tabla 8
90	4	3	llegando superando	superando
90	4	3	caso dos	caso los
94	1	5	24/06/2003	15/07/2003
94	1	5	42	43
98	2	19	entorno	en torno
98	2	19	entorno	en torno
101	2	4	otros dos	otro
103	3	8	un una	una
105	3	13	entre entre	entre
106	1	3	entorno	en torno
107	6	3	Avila	Ávila
108	3	3	entorno	en torno
108	3	5	entorno	en torno
108	3	6	entorno	en torno
125	1	4	Mexico	México
133	1	3	caidos	caídos
137	1	2	caida	caída
137	2	2	atribuído	atribuido
138	2	1	extraida	extraída
140	2	4	dbz	dBz
140	2	4	frios	fríos
143	1	4	Léon	León

Página	Párrafo	Línea	donde dice	debe decir
144	1	4	entorno	en torno
147	1	5	fig.	figs.
149	1	4	a la	al
152	1	4	a la	al

Página	Figura	donde dice	debe decir
82	71	46-48	48-50
82	71	48-50	50-52
82	71	50-52	52-54
85	77	48-50	50-52
85	77	50-52	52-54
92	91	amarillo	amarillo-limón