

TRABAJO FIN DE GRADO

Agencia Estatal de Meteorología
Departamento de Física Aplicada

ESTUDIO DE ESTRUCTURAS DE FLUJO A PARTIR DE DATOS DE VIENTO RADIAL OBTENIDOS CON RADAR METEOROLÓGICO

Autor:

Andrea Casans Gabasa

Directores:

Ismael San Ambrosio Beirán
Juan Pablo Martínez Jiménez



JUNIO 2017

ÍNDICE

1. Introducción.....	1
2. Principios básicos del radar meteorológico	2
2.1 Parámetros del radar	2
2.2 Tipos de radar meteorológico	2
2.3 Ecuación del radar y reflectividad	3
2.4 Usos y limitaciones del radar meteorológico	5
3. Datos y productos de los radar de AEMET	5
4. Procesos físicos asociados a las corrientes de convección	7
4.1 Procesos relacionados con la flotabilidad.....	8
4.2 Interacción de la cizalladura con el frente de racha	9
4.2.1 Interacción de la corriente ascendente con la cizalladura.....	9
4.2.2 Movimientos de células tormentosas y sistemas convectivos de mesoscala.....	11
4.3 Convección profunda	12
4.4 Clasificación y modelos radar de tormentas	13
4.4.1 Célula ordinaria o simple.....	14
4.4.2 Tormentas multicelulares.....	15
4.4.3 Supercélula.....	16
4.4.4 Sistemas convectivos de mesoscala (SMC)	16
5. Modelos conceptuales de viento Doppler	17
5.1 Vientos VAD.....	19
6. Detección de mesociclones con radar en modo Doppler	20
6.1 Identificación de estructuras mesociclónicas como convergencias, divergencias, ciclones o anticiclones.....	21
7. Conclusiones.....	24
8. Bibliografía	24
9. Agradecimientos	25

1. INTRODUCCIÓN

Los fenómenos atmosféricos se pueden caracterizar en un amplio conjunto de escalas temporales y espaciales. El rango de las **escalas de tiempo** va desde unos segundos, en el caso de pequeños movimientos de turbulencia, hasta varias semanas para algunos fenómenos atmosféricos y oceánicos que dependen de la rotación y del movimiento planetario. Fenómenos meteorológicos que suceden en pequeñas escalas de tiempo, tienden a tener también pequeñas escalas espaciales y viceversa.

Si se hace referencia a **escalas espaciales**, antes de definir la **mesoscala** (escala espacial en la que se centrará nuestro estudio) se debe tener claro el concepto de **escala sinóptica**; que en el ámbito de la meteorología se refiere a **grandes escalas espaciales ó macroescalas** (de unos 2000 km hasta los 10000 km). Los primeros mapas meteorológicos se realizaron en el siglo XIX; y aunque no representaban estructuras específicas, se consideran los primeros mapas sinópticos que pueden mostrar algunos frentes y ciclones extratropicales. Desde mediados del siglo XX, con los avances tecnológicos en teledetección y la aparición de satélites y radares meteorológicos se pueden observar fenómenos que se producen en escalas más pequeñas. Es entonces cuando se incorpora el término **mesoscala**, que describe fenómenos menores que la escala sinóptica, pero mayores que la **microescala** (fenómenos que tienen lugar en escalas menores de 2 km). Isidoro Orlanski (científico de la atmósfera y los océanos, Doctor en la Universidad de Princeton) en 1975, definió la mesoscala en un rango de tamaños que va de los 2 a los 2000 km subdividiendo este intervalo en: **Meso-γ** (2 - 20 km), **Meso-β** (20 - 200 km) y **Meso-α** (200 - 2000 km).

Como consecuencia de esto la mesoscala se refiere a fenómenos atmosféricos que se producen en un intervalo intermedio de la escala espacial. Esto tiene una gran trascendencia en el planteamiento de las ecuaciones primitivas que rigen estos movimientos atmosféricos, ya que no se puedan aplicar muchas de las simplificaciones que sí son posibles en la macroescala o en la microescala. En la escala sinóptica, por ejemplo, hay términos como la aceleración vertical o la advección por vientos agestróficos (vientos en los que no existe un equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza generada por el gradiente de presión) que aparecen en las ecuaciones y pueden despreciarse. Del mismo modo, en la microescala, también dejan de tener importancia la fuerza de Coriolis e incluso los gradientes de presión horizontales. En la mesoscala hay una mayor complejidad ya que pueden existir grandes gradientes de presión horizontales y fuertes aceleraciones verticales de aire. Además, se pueden encontrar zonas con un fuerte intercambio de calor latente asociado a la **flotabilidad**¹; y pueden ser de extrema importancia la fuerza de Coriolis o los efectos de transferencia de radiación.

Los fenómenos físicos presentes en el comportamiento de la atmósfera son de tal complejidad y dependen de tantas variables que la parametrización y formulación matemática cuantitativa es prácticamente inabordable. Por ello es necesario recurrir frecuentemente a la modelización, a la descripción cualitativa y a la observación meteorológica para predecir el comportamiento climático.

Los objetivos principales en los que se centra este trabajo consisten en una formación en meteorología, mediante la cual se apliquen los principios de un radar, y se sepan interpretar los productos que se obtienen de él. Del mismo modo se estudiarán los modelos conceptuales

¹ La flotabilidad controla la intensidad de las corrientes ascendentes y descendentes de las masas de aire de forma que da una idea de la estabilidad o inestabilidad total o parcial (local) de la atmósfera.

radar y características de distintos tipos de células convectivas que dan lugar a tormentas. También se estudiarán los flujos de viento que dan lugar a estructuras mesoscales y como fin último, se elaborará un algoritmo que permita identificar y clasificar esas estructuras.

2. PRINCIPIOS BÁSICOS DEL RADAR METEOROLÓGICO

La palabra RADAR es un acrónimo de la expresión inglesa “*RAdio Detection And Ranging*”. Son instrumentos que por medio de la emisión de ondas electromagnéticas son capaces de detectar y localizar blancos en el espacio (barcos, aviones u otros objetos). Por ello los clasificamos como sistemas de **teledetección activos**. Las ondas emitidas por el radar se reflejan en los obstáculos y en su regreso con captadas por el receptor. Se calcula la distancia de estos objetos midiendo el tiempo que tardan las ondas en volver al receptor desde que han sido emitidas.

En nuestro caso, nos interesa el **radar meteorológico**, que trabaja con longitudes de onda del orden de unos pocos cm, orden de magnitud del tamaño de las partículas que queremos detectar, fundamentalmente gotas de precipitación.

2.1 PARÁMETROS DEL RADAR

Los parámetros que caracterizan un radar son:

- Frecuencia de emisión del radar (determina la longitud de onda).
- Frecuencia de repetición de pulsos (**PRF**): número de pulsos que se emiten por segundo. Determina la distancia máxima a la que es capaz de operar el radar; ya que es la distancia recorrida por un pulso antes de que salga el siguiente.
- Duración del pulso: tiempo que dura cada pulso. Determina la resolución radial.
- Anchura del haz: ángulo para el que la energía es la mitad del máximo. Determina la resolución angular.

2.2 TIPOS DE RADAR METEOROLÓGICO

- **Radar de banda S**: emiten con una frecuencia de 2 a 4 GHz (longitud de onda entre 8 y 15 cm). Es capaz de localizar blancos con precisión en rangos de distancia incluso superiores a 240 km. Tienen una buena resolución angular y sufren poca atenuación. Sin embargo, requieren radomos y reflectores de grandes dimensiones y su precio es de los más elevados.
- **Radar de banda C**: opera en un rango de frecuencias entre los 4 y los 8 GHz (longitudes de onda entre 4 y 8 cm). Es útil en detección de blancos alejados hasta 120 km. Posee una buena resolución angular y tienen un tamaño menor que los de banda S, por lo que son más fáciles de portar y su precio es mucho menor (unos 1200 millones de euros, donde se incluye la obra civil, instalación, mantenimiento durante 3 años y repuestos para 5). La desventaja que poseen es que sufren una atenuación mucho mayor.
- **Radar de banda X**: la frecuencia de operación en este caso es de 8 a 12.5 GHz (longitudes de onda entre los 2.5 y los 4 cm). Son muy útiles para distancias cortas, de menos de 60 km, por lo que se utilizan sobre todo en investigación, como la

microfísica de nubes. Poseen haces muy estrechos y una muy buena resolución. Son capaces de detectar partículas mucho más pequeñas, pero su atenuación es bastante alta.

- **Radar de banda K:** la frecuencia de emisión es de 12.5 a 40 GHz (longitudes de onda entre 2.5 y 0.8 cm). Poseen características similares a los de banda X.

Una vez conocidas las características de los radares, debemos saber cuál es su metodología de trabajo, que está basada en dos modos de exploración:

- **Modo normal:** no tiene en cuenta la relación de fase entre dos pulsos consecutivos. Únicamente permite localizar blancos y conocer algunas de sus características.
- **Modo Doppler:** se basa en este efecto. Si se conoce la relación de fase al emitir dos pulsos consecutivos se puede medir la variación de frecuencia y fase de los ecos recibidos y determinar así el desplazamiento de los blancos. En AEMET se emite con dos PRF diferentes, pero en fase (pulsos coherentes).

2.3 ECUACIÓN DEL RADAR Y REFLECTIVIDAD

El radar registra la energía devuelta en cada dirección por las gotas que hay en el interior de un cierto volumen de atmósfera. La potencia media recibida por el radar viene determinada por la siguiente ecuación: (Véase referencias [1] y [2]).

$$\bar{P}_r = C L^2 |k^2| \frac{Z}{r^2} \quad (1)$$

- $C \rightarrow$ Constante del radar
- $L \rightarrow$ Factor que depende del medio (en nuestro caso la atmósfera) que recorre la señal hasta llegar al blanco.
- $Z \rightarrow$ **Reflectividad del blanco.** Aporta información de la eficiencia de los blancos contenidos en el volumen de atmósfera para interceptar y reflejar la energía emitida por el radar.
- $r \rightarrow$ Distancia del radar al blanco
- $k \rightarrow$ Permitividad dieléctrica del blanco

El parámetro más importante es la reflectividad, ya que a partir de él se puede interpretar esta información para determinar qué tipo de blancos se encuentran en la atmósfera.

$$Z \text{ (mm}^6/\text{m}^3\text{)} = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (2)$$

Tal y como podemos observar en esta ecuación (2), la reflectividad depende del **diámetro de las partículas**, D y de la **función de distribución de los tamaños de las gotas**, $N(D)$. El factor D es de gran relevancia, ya que una pequeña variación en el tamaño de las partículas supone un gran cambio en la reflectividad, dado que se encuentra elevado a un exponente seis.

Se puede establecer una relación entre reflectividad e intensidad de precipitación R . Teóricamente se puede expresar la precipitación mediante una fórmula que representa el flujo de gotas a través de una superficie horizontal:

$$R \text{ (mm/hora)} = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} V(D)N(D)D^3 dD \quad (3)$$

Donde $V(D)$ es el término referido a la velocidad de caída de las gotas, que depende del tamaño de éstas. (Hemos respetado las unidades que se utilizan en el área de meteorología).

Operando con esta ecuación (3) y la ecuación (2) obtenemos una relación que concuerda aceptablemente con la relación empírica entre la reflectividad y la intensidad de precipitación:

$$Z = a R^b \quad (4)$$

Donde a y b son constantes que dependen del tipo de precipitación. Unos de los valores más utilizados son 200 y 1.6 respectivamente. Esta expresión se denomina **Relación de Marshall-Palmer**. Existen varias relaciones de este tipo que se obtienen ajustando las constantes a y b . Algunas de ellas son:

Tipo de precipitación	a	b
Llovizna	50	1.6
Lluvia	200	1.6
Chubasco	800	1.6
Nieve seca	800	1.6
Nieve húmeda	430	2.0

Tabla 1: Constantes características de las relaciones entre reflectividad e intensidad de precipitación (Z/R)

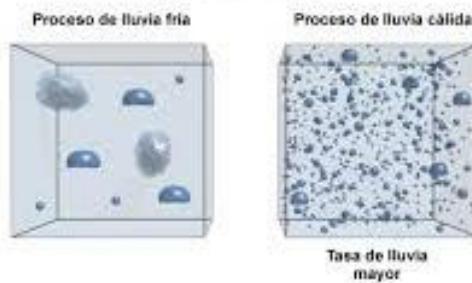


Imagen 1: Distribuciones de gotas diferentes con valores de reflectividad equivalente
(www.meted.ucar.edu/index_es.php)

Es importante señalar que se pueden tener valores de Z iguales con distribuciones y tamaños de gotas muy diferentes. En la práctica se desconocen los tamaños y distribución de gotas de agua que hay en una nube precipitante, por lo que existe cierta ambigüedad al interpretar los valores de reflectividad. Así por ejemplo en la imagen 1 se observan dos distribuciones de gotas distintas. La de la izquierda se caracteriza por la presencia de una menor cantidad de gotas pero de mayor tamaño. Por el contrario, en la imagen de la derecha aparece una distribución con una mayor cantidad de "gotitas" de precipitación pero de menor tamaño. Esta última lleva asociada una intensidad de precipitación mayor que la de la izquierda a pesar de tener valores de reflectividad equivalentes.

2.4 USOS Y LIMITACIONES DEL RADAR METEOROLÓGICO

Los principales usos del radar meteorológico son:

1. Observación de la lluvia de forma remota sobre grandes extensiones con una buena resolución tanto espacial (1×1 km) como temporal. Aportan algunas ventajas sobre otros sistemas de observación de precipitación; como una mayor continuidad espacial que las redes de pluviómetros, y una mejor reproducción del patrón de precipitación que otros sistemas. En cualquier caso, lo que observan los radares, los pluviómetros o los satélites meteorológicos no es lo mismo. Por ello, mediante la combinación de todos los sistemas es posible obtener una información más completa que permita caracterizar mejor las precipitaciones.
2. Vigilancia meteorológica. El conocimiento y caracterización en tiempo real de estas estructuras precipitantes permiten hacer una predicción a corto y muy corto plazo (**nowcasting**) de la evolución de la precipitación.
3. Hidrología: se pueden aplicar correcciones para optimizar la estimación cuantitativa de la precipitación.
4. Climatología: permite un mejor conocimiento de las estructuras y patrones de lluvia.
5. Aeronáutica: informa de los posibles fenómenos adversos para la aviación.
6. Microfísica de nubes: con los radares específicos para investigación explicados anteriormente.

Por otro lado, las limitaciones del radar son:

1. Calibración electrónica: ya que los parámetros que agrupamos en la variable C , no son exactamente constantes; aunque sí es cierto que los errores no son muy relevantes.
2. La relación Z/R : debido a que es establecida a priori y desconocemos los distintos procesos físicos y distribuciones de gotas que existen en cada caso.
3. Discretización espacial y temporal
4. Banda brillante. Es una zona en la que aumenta la reflectividad en las proximidades de la isoterma de 0°C . Se debe al cambio en la permitividad dieléctrica en el proceso de fusión del hielo al pasar a agua líquida.
5. Errores debidos a la distancia al radar, ya que se produce un ensanchamiento del haz y una elevación del mismo sobre el terreno.
6. Se produce una propagación anómala debida a variaciones irregulares en la vertical del índice de refracción, que depende de la presión, temperatura o humedad relativa del aire. Cuando hay inversiones térmicas en una capa de la atmósfera, el haz del radar sufre una fuerte refracción y se curva hacia el suelo, de manera que se obtienen datos de reflectividad que corresponden a lo que denominamos ecos de tierra.
7. Intercepción del haz del radar con el terreno: ecos de tierra y bloqueos orográficos.

Para ampliar la información de este capítulo (2) ver referencias [3], [4] y [5].

3. DATOS Y PRODUCTOS DE LOS RADAR DE AEMET

La red de AEMET está formada por 15 radares, distribuidos por todo el territorio nacional que exploran un volumen del espacio. A partir de los datos suministrados (en coordenadas polares), se obtienen distintos **productos** que aportan la información necesaria y relevante para el posterior análisis y caracterización de las estructuras precipitantes que se estudian. Se

obtienen productos en dos rangos de distancia diferentes: rango largo (se usa una PRF y se alcanzan distancias de 240 km); y rango corto (se usan dos PRF, y únicamente se llega a 120 km). La resolución espacial mejora en rango corto.

Los **productos** que se generan en AEMET en rango largo son:

- **PPI:** datos de reflectividad correspondientes a la exploración en el primer plano de elevación (0.5°).
- **CAPPIs:** en este caso se han transformado los datos de reflectividad del radar del Volumen Polar a coordenadas cartesianas (Volumen Cartesiano). En las zonas más alejadas del radar en los primeros CAPPIs no hay datos, ya que el ángulo de elevación más bajo es de 0.5° y el haz va adquiriendo cierta curvatura conforme se aleja del radar. Actualmente el Volumen Cartesiano en AEMET tiene 31 CAPPIs.

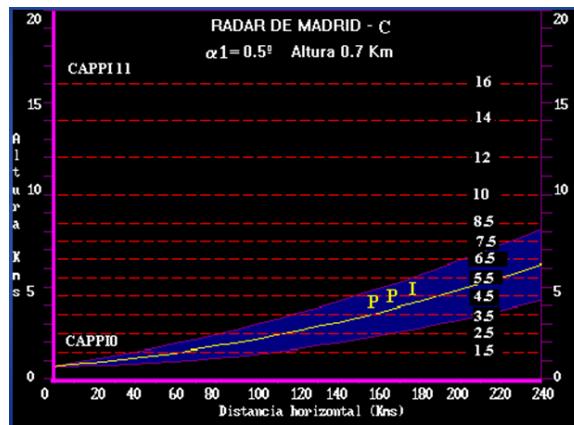


Imagen 2: Curvatura del haz conforme se aleja del radar en la obtención de los CAPPIs. Fuente AEMET

- **ECHOTOP:** producto a partir del cual se conoce la altura máxima a la que se obtienen reflectividades de 12 dBz. Da una idea del desarrollo vertical de los fenómenos convectivos; ya que en estructuras estratiformes, esta altura no suele ser muy elevada; mientras que sí lo es para estructuras muy organizadas con fuertes corrientes ascendentes. Estas últimas tienen la capacidad necesaria de elevar gotas de precipitación a una gran altura. El echotop se calcula a partir del Volumen Polar.
- **VMI:** se obtiene del análisis de todo el Volumen Polar y representa para cada píxel la reflectividad máxima (**ZMÁX**) que existe en la vertical.
- **Imagen combinada de máximos de reflectividad:** a partir de todo el Volumen Polar se representa la imagen de reflectividad máxima en el plano XY, adjuntando dos cortes verticales sobre los que se proyectan las reflectividades máximas según cada eje.
- **VIL:** medida del contenido de agua líquida (Kg/m^2) en la vertical de cada píxel.
- **Acumulaciones:** transformación de la reflectividad correspondiente a cada exploración cada 10 minutos en cantidad de precipitación (con las relaciones Z/R explicadas anteriormente). Sumando las exploraciones se obtiene la **acumulación horaria, hexahoraria y diaria**. Esta precipitación se mide en mm.

Los **productos** generados en rango corto son:

- **Velocidad radial:** componente radial del campo de viento en cada punto. Los colores fríos que se ven en las imágenes radar obtenidas corresponden con velocidades

negativas (ecos que se acercan al radar); y los colores cálidos con velocidades positivas (ecos que se alejan del radar).

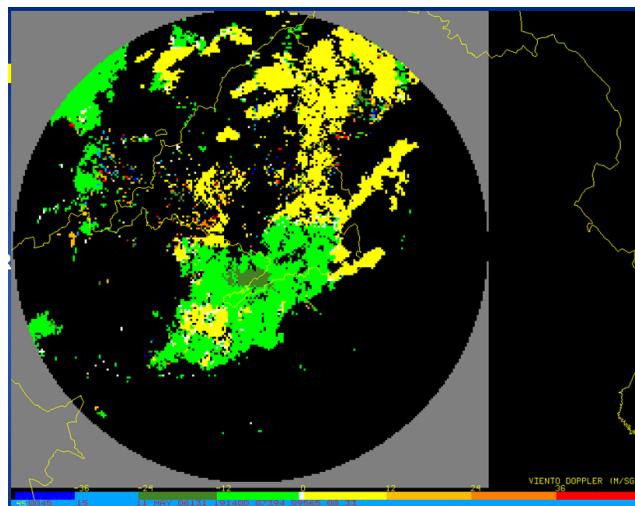


Imagen 3: Imagen radar viento radial. Fuente AEMET

- **Turbulencia:** obtenida a partir de la varianza del espectro de velocidades.
- **VAD:** perfiles verticales de viento en la vertical del radar.
- **WIND:** producto de viento generado a partir de los datos de viento radial. Representación del viento medio entre la altura del radar y 3000 metros sobre el nivel del mar.

CAPPIs y **PPI** también son productos que se pueden obtener en rango corto.

A partir de estos productos que se obtienen para cada región, en AEMET también se generan los productos de composición para todo el país (**mosaico nacional**). Para ello, se recogen los datos obtenidos por los radares de toda la península (se excluyen los de las Islas Canarias) y se combinan de forma que se generan productos a escala nacional. En las zonas en las que hay superposición de datos de varios radares, AEMET utiliza varios criterios para elegir el dato adecuado: el **más cercano**, el **más intenso** o el **óptimo** (datos que de forma estadística se adaptan mejor a la climatología); dependiendo del producto con el que se esté trabajando.

4. PROCESOS FÍSICOS ASOCIADOS A LAS CORRIENTES DE CONVECCIÓN

Las condiciones que deben darse en la atmósfera para que se produzca convección, y en especial convección profunda son:

- Que el entorno sea condicionalmente inestable. (Ver anexo 1).
- Que exista suficiente humedad para que las burbujas, si son forzadas para ascender, puedan alcanzar el nivel de convección libre (NCL); es decir, se produzca el paso de sistema estable a inestable. (Ver anexo 1).
- Que exista un mecanismo de “disparo” para elevar la burbuja hasta este nivel.

Además, el tipo de convección depende de la flotabilidad y la cizalladura vertical del viento.

4.1 PROCESOS RELACIONADOS CON LA FLOTABILIDAD

Es necesaria una flotabilidad positiva para generar corrientes ascendentes convectivas. El término de flotabilidad aparece en la ecuación de movimiento vertical:

$$\frac{dw}{dt} = -C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial z} + B \quad (5) \quad \text{con} \quad \pi = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{R/C_p} \quad (6)$$

- $w \rightarrow$ Velocidad vertical
- $C_p \rightarrow$ Calor específico de la burbuja a presión constante
- $\vartheta \rightarrow$ Temperatura potencial ²
- $\pi \rightarrow$ Variable adimensional de la presión
- **$B \rightarrow$ Término de flotabilidad:** depende positivamente de la diferencia de temperatura potencial entre nuestra parcela o burbuja de aire y el entorno; y del exceso de vapor de agua de la burbuja en relación con el entorno. También posee contribuciones negativas asociadas al agua en forma de gotitas de nube y de gotas de precipitación.
 - Si $B > 0 \rightarrow$ Flotabilidad positiva (parcela de aire ascendente)
 - Si $B < 0 \rightarrow$ Flotabilidad negativa (parcela de aire descendente)

En la mesoscala se producen los fenómenos convectivos, y el término de flotabilidad puede ser mucho mayor que el gradiente vertical de presión, provocando grandes aceleraciones verticales. Una forma de evaluar estos procesos es usando los diagramas termodinámicos, donde hacemos un análisis cuantitativo de los factores que influyen en la intensidad de las **corrientes ascendentes**. Una variable fundamental es el *CAPE* (*Convective Available Potential Energy*), que corresponde con el área en el diagrama termodinámico entre la línea de evolución de la parcela de aire y la línea de estado del entorno desde el nivel de convección libre, hasta el nivel de equilibrio. Es decir, representa la energía de flotabilidad acumulada en la capa de convección libre.

Se calcula por medio de:

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \left(\frac{T_{vb} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \quad (7)$$

Donde T_{vb} representa la temperatura virtual³ de la burbuja, y T_{va} la temperatura virtual de la curva de estado. NCL ⁴ representa la altura del nivel de convección libre y NE ⁵ la del nivel de equilibrio. La relación entre el *CAPE* y la velocidad máxima de la corriente ascendente viene dada por:

² Temperatura potencial (θ): Temperatura que una parcela de aire tendría si se expandiera o se comprimiera adiabáticamente desde su punto de presión y temperatura a una presión estándar ($P_0 = 1000$ mb)

³ Temperatura virtual: temperatura que debería tener el aire seco para tener la misma densidad que el aire húmedo a la misma presión. Como este aire húmedo es menos denso, entonces $T_v < T$.

⁴ NCL: Nivel de Convección Libre. Altura a la cual una parcela de aire que asciende por la adiabática seca se satura en el Nivel de Condensación (por encima de este nivel es esperable que haya nubosidad). Despues esa parcela de aire sigue ascendiendo por la adiabática húmeda hasta que se vuelve más fría que el aire del entorno.

⁵ NE: Nivel de Equilibrio. Altura a la que la temperatura de la parcela de aire y del entorno se han igualado.

$$w_{máx} = \sqrt{2 \text{ CAPE}} \quad (8)$$

En situaciones que tienen un mismo valor de *CAPE*, la aceleración de la corriente es mayor cuanto mayor sea la diferencia de temperatura virtual entre la burbuja y el entorno. Por otro lado si la masa de aire ascendente se mezcla con aire más seco, se enfriá y la flotabilidad tiende a disminuir.

Respecto a los factores que influyen en las **corrientes descendentes**, cabe mencionar la **cantidad de precipitación** (que arrastra el aire en su caída y elimina las corrientes ascendentes, aumentando la intensidad de las descendentes) y la **evaporación** del agua de precipitación que produce un enfriamiento y por tanto, una aceleración adicional de la corriente descendente.

4.2 INTERACCIÓN DE LA CIZALLADURA CON EL FRENTE DE RACHA

En la organización de la convección es muy importante el papel del frente de racha, que tiene su origen en la corriente descendente. Estas corrientes descendentes producen un embolsamiento de aire frío que se puede describir por medio de las circulaciones de su borde exterior. Tal y como se aprecia en la imagen 4, vemos que en los extremos exteriores del embolsamiento aparece una vorticidad, además de distinto sentido en cada lado. Esta vorticidad puede interactuar con la vorticidad del entorno si existe una **cizalladura vertical**⁶ del viento en las capas bajas de la atmósfera.

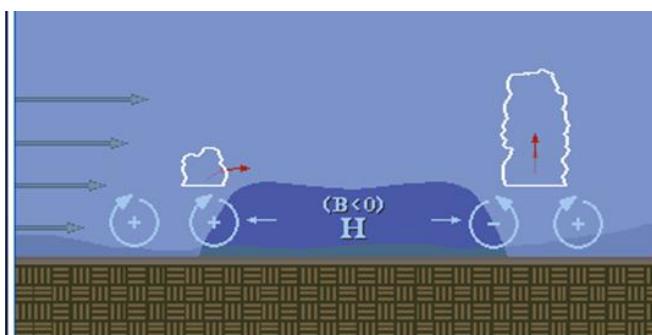


Imagen 4: Embolsamiento aire frío (frente de racha) y cizalladura vertical. Extraída de [6].

Cuando la vorticidad del entorno y la del frente de racha inducen un giro en el mismo sentido, el aire del ambiente con el del embolsamiento se mezclan. Sin embargo, si tienen sentidos opuestos, se crea una corriente ascendente, como se ve en el lado derecho de la imagen 4. Esto favorece la formación de nuevos focos convectivos. Este ascenso será mayor cuando la vorticidad del entorno con la del frente sean de igual magnitud; ya que si predomina la cizalladura, el aire forzado a ascender se inclina; y si ésta es muy pequeña, el aire es elevado únicamente cuando actúa sobre él la vorticidad del frente de racha en un corto periodo de tiempo.

4.2.1 INTERACCIÓN DE LA CORRIENTE ASCENDENTE CON LA CIZALLADURA

a) Inclinación de la corriente ascendente

Si en el entorno hay una cizalladura vertical unidireccional, se genera un gradiente de presión horizontal responsable de la inclinación de la corriente ascendente. Cuando esta cizalladura es muy fuerte y la corriente ascendente muy débil, tiende a destruirse.

⁶ Cizalladura vertical: variación en el módulo o dirección del vector de viento con la altura. Se suele considerar esta diferencia entre el viento medio en los primeros 500 metros y los 6 km.

b) Generación de rotación en la corriente ascendente

La generación de rotación en niveles medios en una corriente ascendente es un efecto muy importante provocado por la cizalladura vertical. Inicialmente, asociado a ella aparece un vector vorticidad horizontal perpendicular al vector cizalladura. La magnitud de esta vorticidad está directamente relacionada con la intensidad de la cizalladura vertical.

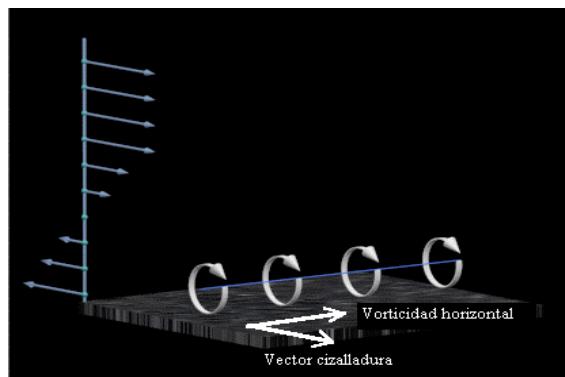


Imagen 5: Generación de rotación en una corriente ascendente y aparición del vector vorticidad. Extraída de [6]

Se estudiará qué ocurre en entornos con cizalladura vertical unidireccional, 1) y en entornos con cizalladura vertical que cambia con la altura, 2) donde se desarrollan tormentas.

b.1) Cizalladura vertical unidireccional:

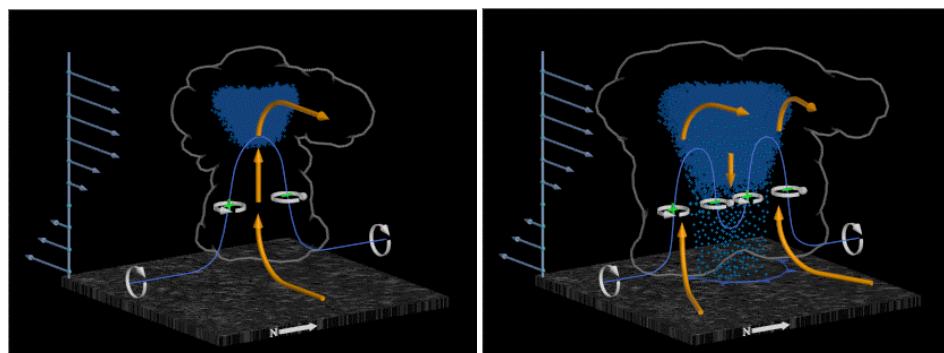


Imagen 6: Evolución de las corrientes ascendentes en entornos con cizalladura vertical unidireccional. Extraída de [6]

Tal y como se aprecia en las imágenes, la vorticidad horizontal se transforma en vorticidad vertical, debido a la interacción con la corriente ascendente. Aparecen un vórtice con giro ciclónico (sentido contrario a las agujas del reloj), considerado positivo; y otro anticiclónico, negativo y en el sentido de las agujas del reloj. Esto conlleva la aparición de un gradiente de presión vertical (altas presiones bajo los vórtices verticales y bajas presiones encima de ellos). Por ello, la corriente ascendente se refuerza justo debajo de los vórtices.

Cuando comienza a caer la precipitación aparecen dos nuevos vórtices con signos opuestos a los iniciales. Sin embargo, estos vórtices no llevan asociada ninguna nueva corriente ascendente, ya que en ellos la flotabilidad negativa contrarresta el gradiente de presión vertical. Si la cizalladura en niveles bajos es suficientemente fuerte, el gradiente de presión vertical será lo suficiente grande como para producir nuevas corrientes ascendentes a los lados de la original. La célula inicial acaba dividida en dos células independientes de igual magnitud. Es lo que se conoce como **“storm-splitting”**.

b.2) Entornos con cizalladura vertical que cambia de dirección con la altura:

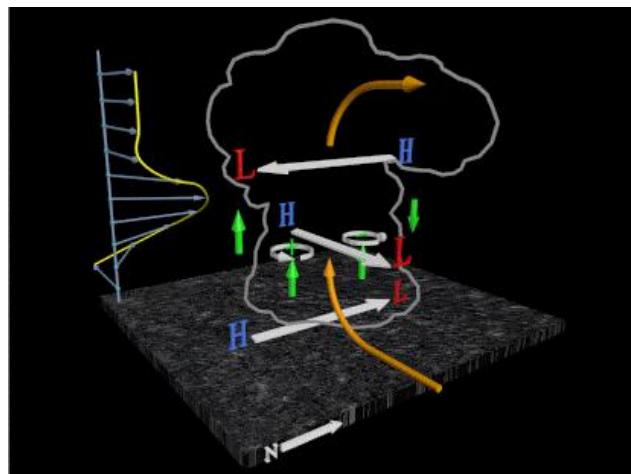


Imagen 7: Desarrollo de una corriente ascendente en un entorno donde la cizalladura vertical variable (H, altas presiones y L, bajas presiones). Extraída de [6]

Además de los efectos anteriores, en este caso aparece un nuevo gradiente de presión horizontal; responsable de que una de las nuevas células formadas se vea favorecida respecto a la otra. Se puede ver en la imagen 7 que en el giro ciclónico, la corriente ascendente inicial se ve reforzada por los gradientes de presión; sin embargo, en la parte derecha de la célula esta corriente inicial se ve debilitada debido a que el gradiente de presión vertical es inverso. La conclusión final es que una de las dos células resultantes será mucho más intensa que la otra. Esto ocurre cuando la cizalladura vertical del viento presenta un giro ciclónico, según las agujas del reloj (caso de esta figura). Si el giro de la cizalladura es en sentido opuesto, los resultados obtenidos son a la inversa y la célula dominante sería la anticiclónica.

4.2.2 MOVIMIENTO DE CÉLULAS TORMENTOSAS Y SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA

La propagación de la célula, y su contribución al movimiento del sistema convectivo mesoescalar (SCM) es el resultado de la interacción de la propia célula con su entorno. Describimos este **desplazamiento** como la contribución de la *traslación* (vector de viento medio, es decir, entre la superficie y los 6 km de la capa donde se desarrolla la célula) y la *propagación* (vector opuesto al viento en niveles bajos).

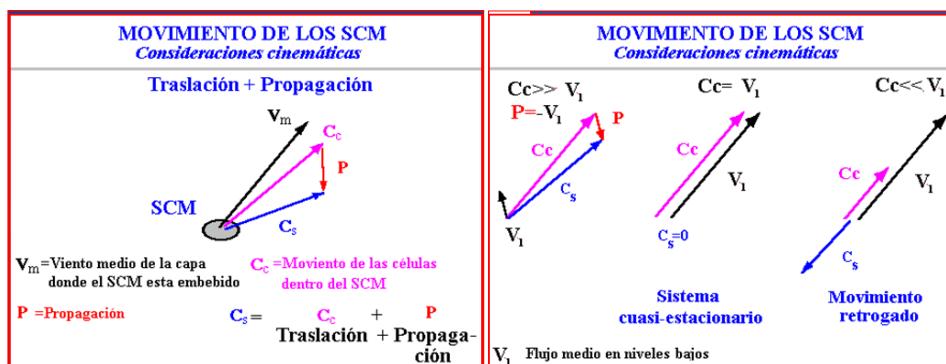


Imagen 8: Vectores propagación y traslación que dan lugar al desplazamiento de un sistema convectivo. Extraída de [6].

De esta forma, dependiendo de si es dominante el vector propagación o el vector traslación, tal y como podemos ver en la imagen 8, obtenemos células ó sistemas que se desplazan en una dirección determinada, sistemas cuasi-estacionarios o sistemas retrógrados. En función de cómo sea este desplazamiento los efectos en superficie son muy dispares:

- Sistemas ó células que se desplazan en una dirección: pueden generar precipitaciones locales intensas de muy corta duración.
- Sistemas cuasi-estacionarios: generan un fuerte impacto, ya que la célula convectiva está actuando casi de forma continuada sobre el mismo lugar. En este tipo de sistemas podemos incluir el efecto **tren convectivo**, en el que sucesivas y diferentes células convectivas siguen la misma trayectoria y barren siempre el mismo lugar.
- Sistemas retrógrados: pueden generar lluvias intensas de larga duración y por tanto inundaciones locales u otros fenómenos significativos por su persistencia.

La traslación de estos núcleos convectivos puede ser predecible con cierta antelación, a partir de modelos numéricos. Sin embargo, la propagación del sistema depende de factores que son muy difíciles de predecir. Estos factores hacen que a pesar de existir una dirección dominante de traslación haya una gran cantidad de posibilidades y formas de propagarse para las tormentas. Algunos de estos tipos de propagación son:

- *Propagación forzada*: depende de factores mesoscales, como fronteras térmicas u orográficas; y factores cinemáticos como corrientes en chorro⁷ en niveles bajos (LLJ) o zonas de deformación⁸. Estos mecanismos son externos a la tormenta, y pueden estar más o menos modulados por efectos sinópticos.
- *Autopropagación*: los factores influyentes provienen de la propia célula y genera alteraciones a nivel de la propia tormenta. Algunos de ellos son los gradientes de presión, tanto horizontales como verticales, ondas gravitatorias⁹ o microfrentes de racha capaces de generar nuevas convecciones, y con ello nuevas células.

4.3 CONVECCIÓN PROFUNDA

Algunas de las estructuras meteorológicas más representativas de la mesoscala son los diferentes tipos de tormentas que aparecen asociadas a las corrientes de convección. Resulta de mucho interés su estudio y predicción, ya que pueden llevar asociados fenómenos adversos en superficie.

Entendemos por **convección profunda** aquellos fenómenos convectivos que se producen por la presencia de fuertes corrientes ascendentes (superiores a 10 m/s), que se extienden por la troposfera con una sección horizontal de entre 10 y 100 km². Además pueden llevar asociados granizo, fuertes vientos, tornados, precipitaciones intensas,...

Para caracterizar el tipo de convección presente en la atmósfera usamos los datos obtenidos del radar meteorológico, que es capaz de detectar zonas de precipitación como

⁷ Corrientes en chorro: corrientes de viento muy intenso. LLJ → Low Level Jet

⁸ Zonas de deformación: zonas donde las corrientes de viento son mucho menos intensas

⁹ Ondas gravitatorias: oscilaciones de las corrientes de viento en torno a una posición de equilibrio generadas dentro de la propia tormenta.

hemos visto en el capítulo anterior. Dicho esto, los fenómenos convectivos pueden clasificarse en 3 tipos de tormenta:

- Células simples
- Multicélulas
- Supercélulas

Esta clasificación es muy útil teóricamente, aunque en la realidad una tormenta a lo largo de su ciclo de vida puede ir cambiando de un tipo a otro. Por otro lado pueden aparecer estructuras de mayor escala espacial y temporal cuando varias células tormentosas se asocian y organizan entre ellas.

Un aspecto fundamental de la convección profunda es el de los efectos en superficie; ya que es muy difícil hacer una clasificación en función de ellos, debido a que los umbrales varían dependiendo de la zona en la que nos encontremos o de la época del año. Sin embargo, podemos recurrir a conceptos como la *severidad*, la *intensidad de precipitación* o el *tipo de precipitación* que pueden dar nociones de las características de una tormenta.

4.4 CLASIFICACIÓN Y MODELOS RADAR DE TORMENTAS

Con los patrones de reflectividad observados con el radar, se puede tratar de reconocer o inferir los distintos procesos físicos relacionados con la formación y desarrollo de diferentes células o estructuras convectivas, como las tres citadas en el apartado de convección profunda, sin embargo, estas estructuras pueden estar embebidas en sistemas de mayor escala, organizándose entre ellas y constituyendo lo que conocemos como **Líneas de Turbonada ó Sistemas Convectivos de Mesoscala (SCM)**.

Antes de definir estas estructuras individualmente veremos una tabla comparativa que nos dará una idea general de las diferencias más importantes entre ellas:

Tipo de Tormenta	Duración	Forma/tamaño	Severidad
Unicelulares (UC)	20 a 40 minutos	Circular, radio 5 a 10 Km.	Granizo < 2cm. No "Flash flood"
Multicélulas (MC) Propagación hacia delante Propagación hacia atrás "Tren convectivo"	1 a 3 horas	Elongada, long. De 50 a 150 Km.	Granizo < 5 cm. Tornado <= F1 No "Flash flood"
Líneas de Turbonada (LT) "Squall Line" "Bow Echo" "Derechos"	1 a 6 horas	Línea, longitud de 100 a 300 Km.	Granizo < 5 cm. Tornados <= F2. Gustnados "Flash flood"
Supercélulas (SP)	1 a 6 horas	Elipsoidal . Long entre 20 y 100 Km. Semieje M.	Granizo > 5cm. Tornados = F1-F5. "Flash flood"
Sistemas y Complejos convectivos de Mesoscala (SCM y CCM)	3 a 24 horas	Elipsoidal, 100 a 500 Km.	Tornados <= F1. Granizo < 5 cm. Acumulac. Precipitación 200-800 mm en 24h.

Tabla 2: Tabla comparativa entre los distintos tipos de estructuras convectivas. Extraída de [7].

4.4.1 CÉLULA ORDINARIA O SIMPLE

Consisten en una sola pareja de corrientes; una ascendente y otra descendente. Se desarrollan en entornos con débil o nula cizalladura vertical; por lo que la corriente descendente interacciona rápidamente con la ascendente, reemplazándola. La duración es inferior a una hora; así que su ciclo de vida es un periodo de tiempo bastante corto; y no suelen producir tiempo severo.

En un **entorno inestable**¹⁰ las parcelas de aire son forzadas a ascender mientras su temperatura sea más elevada que la del entorno (fuerza de flotabilidad positiva). En su ascenso, la parcela alcanza el nivel de equilibrio, igualándose la temperatura de la parcela con la del entorno y pasando de un sistema inestable a un sistema estable. Pueden darse algunos ascensos por encima de este nivel debido a la cantidad de momento que lleva la parcela de aire, y que depende de la intensidad de las corrientes ascendentes. De esta manera, la parcela comienza a oscilar alrededor de su posición de equilibrio formando los característicos “overshootings”¹¹. Esta fase en el ciclo de vida es la que se denomina **fase inicial o de cúmulo**. Nuevas parcelas de aire continúan con su ascenso por el interior de la célula, extendiéndose en la horizontal y formando una estructura nubosa en la cima, denominada **penacho o yunque** (debido a su forma). Al mismo tiempo, la humedad sigue condensándose hasta que el peso de las gotas de agua y cristales de hielo es demasiado grande y no puede mantenerse en los niveles altos. En ese momento, comienza a descender (fuerza de flotabilidad negativa). Estas corrientes descendentes destruyen a las ascendentes. Corresponde con lo que denominamos **fase de madurez**. El aire frío alcanza el suelo y se dispersa uniformemente en todas las direcciones, creando los denominados frentes de racha que favorecen la formación de nuevas células. Ésta es la llamada **fase final o de disipación**.

En las imágenes radar este tipo de estructuras dan patrones de reflectividad en los que los ecos máximos están orientados en la vertical, y los cortes horizontales son concéntricos. La altura del primer eco nos permite estimar la intensidad de la corriente ascendente. Cuanto más intensas son estas corrientes, más altos son los primeros ecos radar, de forma que la convección será potencialmente más intensa. Si estos primeros ecos aparecen a alturas muy grandes, la denominamos **tormenta pulsante**, que es de mayor duración y severidad que la ordinaria.

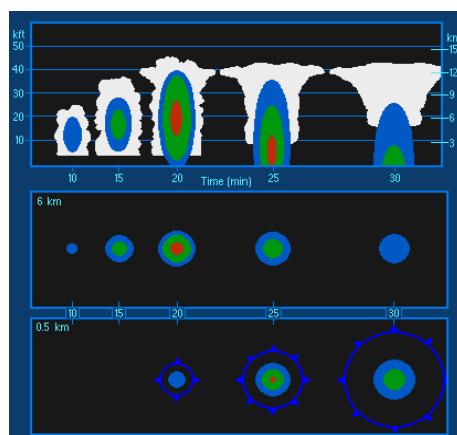


Imagen 9: Esquema de la imagen radar de una célula simple en la vertical y en cortes horizontales. Extraída de [6]

¹⁰ Estabilidad del aire: La parcela de aire saturado permanece por debajo de la curva (presión-temperatura) del entorno decimos que el sistema posee estabilidad absoluta. (Ver anexo 1).

¹¹ Overshootings: Cúpula o rebasamiento que podemos ver por encima del yunque de la célula debido a la fuerte intensidad de la corriente ascendente.

4.4.2 TORMENTAS MULTICELULARES

Las tormentas multicelulares tienen un mayor grado de organización y un ciclo de vida más complejo. Están formadas por un conjunto de células en distintas fases de desarrollo. Tienen lugar en ambientes que contienen suficiente energía de flotabilidad y una cizalladura vertical moderada. La duración tanto espacial como temporal es mayor, y los efectos en superficie tal y como hemos visto en la tabla comparativa anterior, son más significativos. Podríamos decir que son el tipo de tormentas más comunes.

Si hablamos de su ciclo de vida, inicialmente encontramos una célula simple en su fase de disipación, con corrientes descendentes y un frente de racha que estimula la formación de nuevas células en la zona donde la vorticidad es capaz de intensificar corrientes ascendentes. Éstas son detectadas por ecos radar en niveles altos. Aparece una **zona abalconada (ZB)** con elevada reflectividad sostenida por las corrientes ascendentes, y debajo una **región de eco débil (RED)**. Conforme el frente de racha avanza, va erosionando las corrientes ascendentes, y esta zona abalconada se desploma, desapareciendo entonces la RED. La célula entonces se va disipando, pero el proceso se repite y vuelven a reforzarse nuevas corrientes ascendentes.

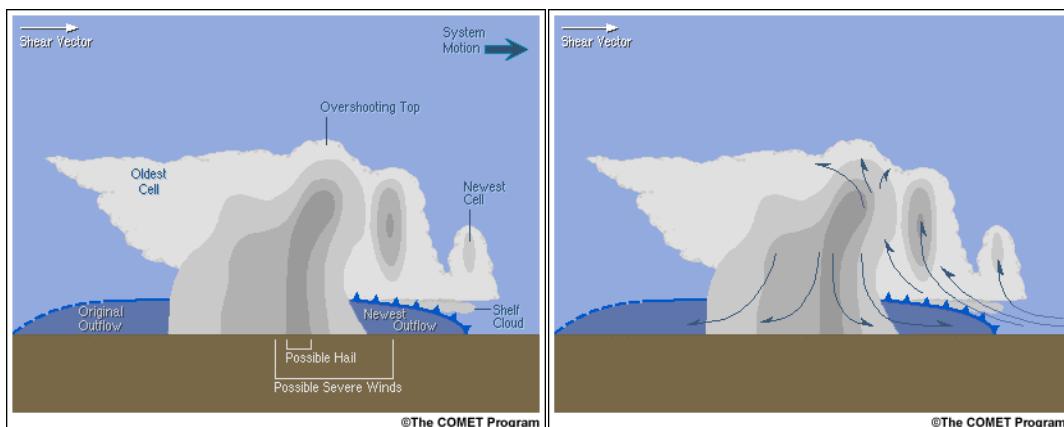


Imagen 10: Imágenes de formación de nuevas células en una tormenta multicelular
(www.meted.ucar.edu/index_es.php)

Las características que aparecen en una imagen radar y que nos permite identificar si lo que estamos viendo es una multicélula son:

- Echotops elevados
- Reflectividad (Z) intensa a bastante altura
- Línea de máximos inclinada en la vertical
- Zona abalconada situada encima de la Región de eco débil
- Fuerte gradiente de Z en las capas más bajas

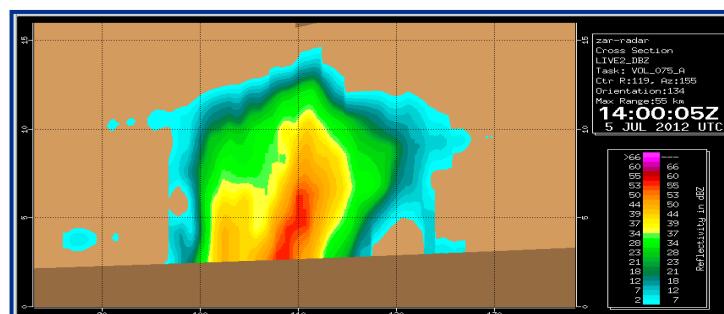


Imagen 11: Imagen radar de una tormenta multicelular. Fuente AEMET

4.4.3 SUPERCÉLULA

Se caracterizan por la presencia de una gran e intensa corriente ascendente cuasiestacionaria y en rotación. Existe un mesovórtice, que en caso de llegar a la superficie da lugar a un tornado. Se desarrollan en entornos con inestabilidad y fuerte cizalladura vertical, preferentemente en capas bajas. Son más grandes, intensas y persistentes, con una mayor probabilidad de producir tiempo severo que cualquier otro tipo de tormentas. En superficie pueden producir granizo de gran tamaño, y en ocasiones tornados. En entornos con gran contenido de humedad en niveles bajos, pueden generar elevadas cantidades de precipitación.

Presentan dos frentes de racha distintos, que separan dos zonas de corrientes descendentes, que se denominan **FFD** (forward-flank downdraft) y **RFD** (rear-flank downdraft).

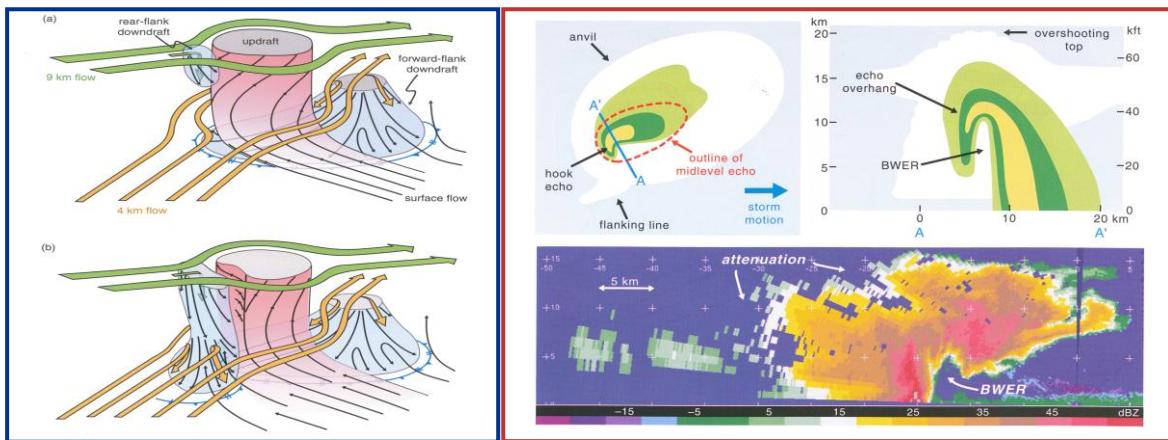


Imagen 12: Esquema de formación de una supercélula (izquierda) e imagen radar (derecha). Extraídas de [8]

Estas estructuras vistas con radar (imagen 12) dan lugar a unos patrones muy específicos, con forma de gancho, una zona abalconada de alta reflectividad (corrientes ascendentes) y una región de eco débil acotada (BWER, Bounded Weak Echo Region). La zona del gancho corresponde con la zona trasera de la supercélula, y la parte más ancha de la imagen con la zona delantera. En la vertical, la región de eco débil se corresponde con la corriente ascendente en rotación.

4.4.4 SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOSCALA (SMC)

Se trata de sistemas tormentosos formados por varias células muy activas (agrupamiento muy ordenado y organizado de núcleos convectivos), y una característica zona de precipitación estratiforme con ecos de radar uniformes y de una intensidad baja-moderada. Incluso pueden contener supercélulas embebidas.

Deben poseer las siguientes características:

- Grandes dimensiones (del orden de 100 km o más).
- Ciclo de vida suficientemente largo (de varias horas).
- Efectos adversos en superficie, como puede ser la acumulación de grandes cantidades de lluvia.

En los casos más extremos por dimensiones y durabilidad se denominan **Complejos Convectivos de Mesoescala (CCM)**.

Un ejemplo de sistemas convectivos de mesoscala son las **líneas de turbonada**, en la que los núcleos convectivos aparecen alineados. Como hemos dicho llevan asociada una zona de precipitación estratiforme que puede encontrarse detrás, delante o alineada con la línea de turbonada. Si esta línea de turbonada está curvada se denomina **ecos en arco (bow-echoes)**. La evolución y dinámica de estas líneas de turbonada depende de la configuración de cizalladura del viento en niveles bajos y medios (hasta los 3000 – 5000 m).

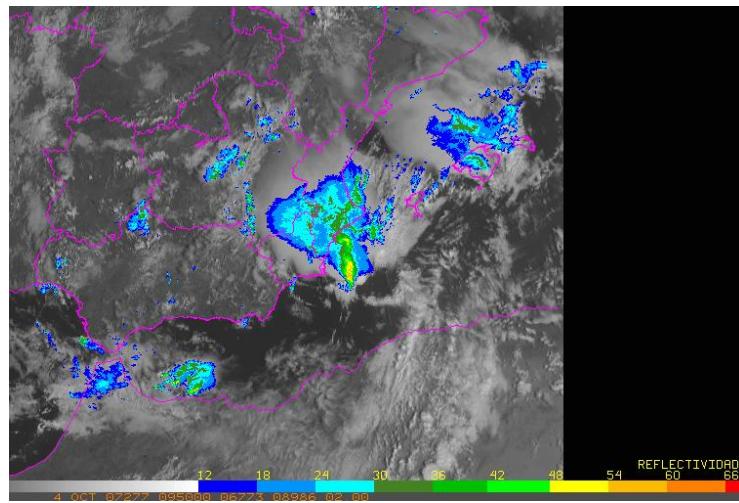


Imagen 13: Imagen radar de una línea de turbonada. Fuente AEMET

Los contenidos de este capítulo se han extraído de la referencia [6].

5. MODELOS CONCEPTUALES DE VIENTO DOPPLER

Los datos de viento que se obtienen con el radar en modo Doppler son la **componente radial** del movimiento de los ecos, es decir, el desplazamiento de los mismos hacia el punto donde se encuentra el radar. Algunos de los patrones más característicos de viento a escala sinóptica (que ocupan toda el área de cobertura del radar) son:

- **Flujo uniforme:** Tal y como vemos en la imagen 14, se trata de un flujo dirigido del Oeste al Este (como hemos dicho antes, por convenio, colores fríos corresponden con viento que se acerca al radar, y colores cálidos, vientos que se alejan del radar). En este ejemplo se puede apreciar que con la altura, la intensidad del viento aumenta, por lo que existe una cizalladura en módulo. La línea blanca nos ayuda a determinar la dirección del viento, ya que en ella no existe componente radial (viento perpendicular a ésta).
- **Flujo confluyente:** En la imagen 15 se puede ver que el viento va cambiando de dirección de manera que tiene tendencia a converger en un punto. En este ejemplo su intensidad apenas varía con la altura.

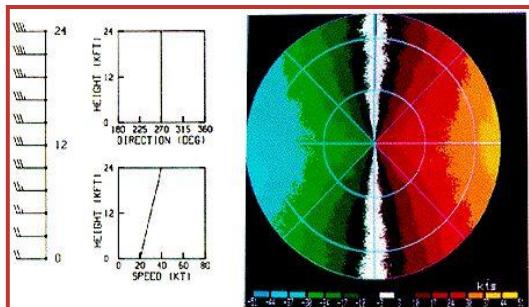


Imagen 14: Imagen radar de flujo uniforme

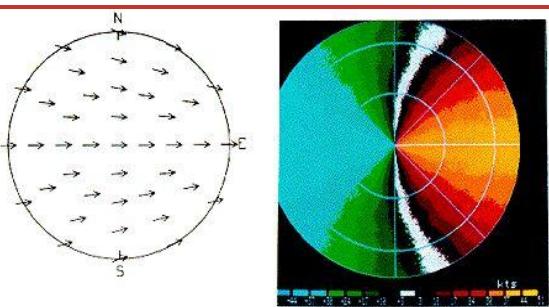


Imagen 15: Imagen radar de flujo confluente

- **Flujo difluente:** Se trata del efecto contrario; es decir, divergencia del viento.
- **Máximo de viento:** Encontramos un máximo de intensidad del viento a una altura determinada. Suelen corresponder con LLJ (chorros en niveles bajos) y pueden aparecer asociados a frentes¹².

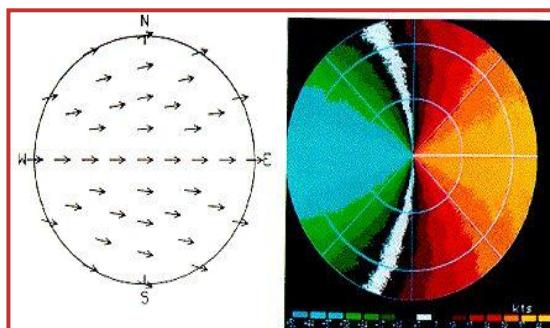


Imagen 16: Imagen radar de un flujo difluente

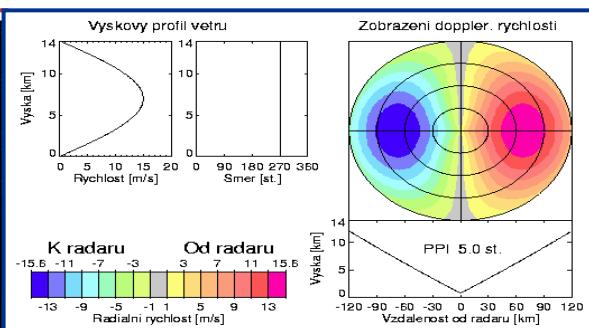


Imagen 17: Imagen radar de un máximo de viento

- **“S directa”:** Este patrón aparece cuando hay cizalladura debida al cambio de dirección del viento con la altura. En este caso si aplicamos el concepto de viento térmico¹³ se tiene como consecuencia la presencia de advección¹⁴ cálida.
- **“S invertida”:** Similares características que para el flujo en “S directa” pero a la inversa, por lo que en este caso se está produciendo una advección fría.

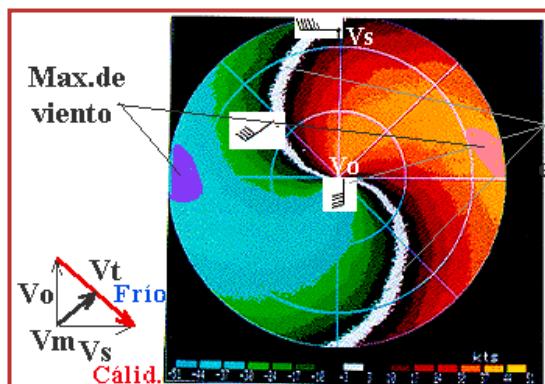


Imagen 18: Imagen radar “S directa”. Advección cálida

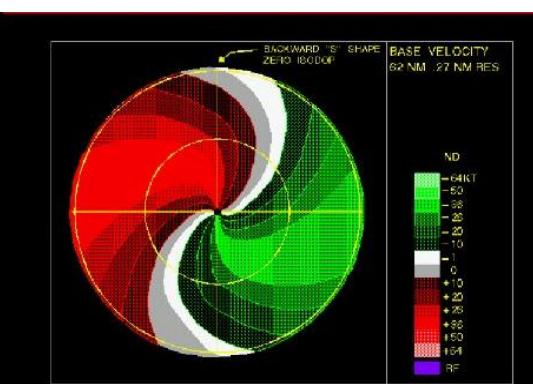


Imagen 19: Imagen radar “S invertida”. Advección fría.

¹² Frentes: plano de discontinuidad o superficie de contacto entre dos masas de aire con características térmicas y direcciones diferentes.

¹³ Viento térmico: Diferencia de las componentes de viento a distintos niveles de altitud.

¹⁴ Advección: Transporte de las propiedades de una masa de aire producido por el campo de velocidades de la atmósfera.

En ocasiones también pueden aparecer estructuras convectivas mesoscales, de pequeñas dimensiones y que no se encuentran centradas en la posición del radar. Éstas suelen estar ligadas a fenómenos potencialmente significativos en superficie. Algunas de ellas son: **divergencias, convergencias, mesociclones y mesoanticiclones**.

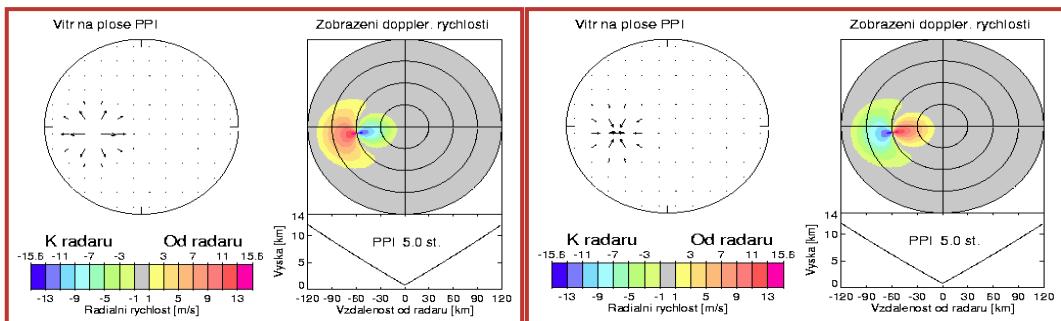


Imagen 20: Imagen radar corriente divergente (izquierda) y corriente convergente (derecha)

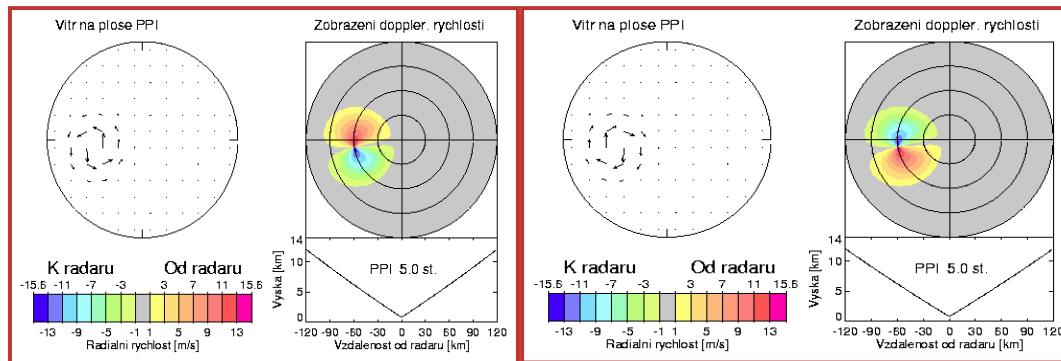


Imagen 21: Imagen radar mesociclón (izquierda) y mesoanticiclón (derecha)

Imágenes 17, 20 y 21 de los autores RICHARD J. DOVIAK y DUSAN S. ZRNIC. Imágenes 14, 15, 16, 18 y 19 extraídas de [9], [10] y [11]

5.1 VIENTOS VAD

Los datos **VAD** (Velocity Azimuth Display) ó **VVP** (Vertical Velocity Profile) son una técnica que estima un conjunto de propiedades del campo de viento en la vertical de un radar en modo Doppler. Utilizando los datos de viento radial obtenidos cerca del radar (hasta 20 km) y a diferentes ángulos de elevación es posible obtener datos VAD a distintas alturas cada 10 minutos. Esto permite calcular la dirección y módulo del viento horizontal.

Los productos VAD también tienen ciertas limitaciones que se deben a posibles inhomogeneidades en torno al radar. Estas inhomogeneidades pueden provenir de la velocidad de caída de las gotas de lluvia o copos de nieve; aunque también pueden deberse al paso de frentes, cizalladura importante del viento y la presencia de convección cerca del radar. En estos casos se debe tener cuidado a la hora de interpretar estos datos.

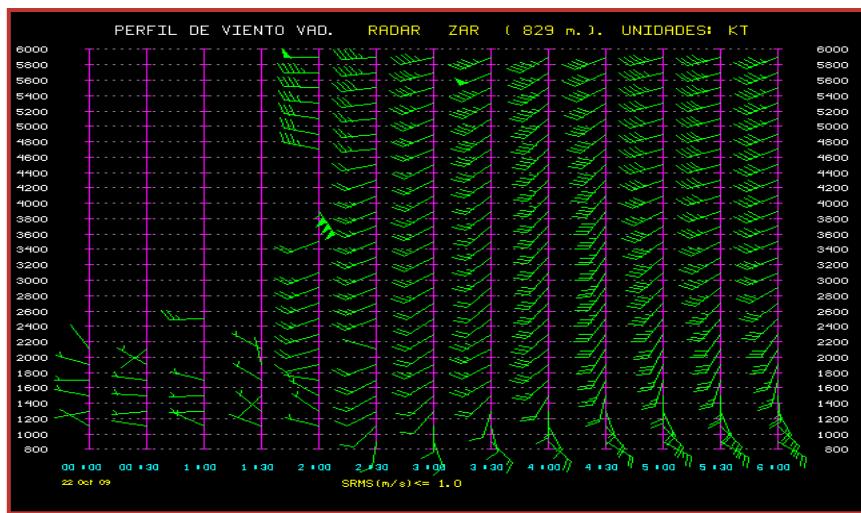


Imagen 19: Evolución en el tiempo de un perfil de viento VAD.

Los datos de viento VAD son útiles ya que nos pueden ayudar a interpretar las imágenes de velocidad radial, para la vigilancia y el nowcasting; además de la caracterización de distintos fenómenos como chorros en niveles bajos, cizalladuras de viento ó estructuras de precipitación.

6. DETECCIÓN DE MESOCICLONES CON RADAR EN MODO DOPPLER

Tal y como se ha visto en los modelos conceptuales de estructuras convectivas, las supercélulas contienen un profundo y persistente mesociclón, y tienen una elevada probabilidad de producir tiempo severo en superficie: granizo, fuertes vientos, tornados,...(aunque es cierto que menos del 30% de los mesociclones de las supercélulas ocasionan tornados). En cualquier caso, la identificación y detección de mesociclones es importante para la vigilancia y la elaboración de avisos precisos sobre tiempo adverso.

En este sentido AEMET está desarrollando una aplicación que permite la detección automática de mesociclones a partir de los datos radar Doppler de velocidad radial. En este caso también se pueden encontrar algunas limitaciones que hacen que este procedimiento no sea del todo exacto. Algunas de estas limitaciones son genéricas, como: la discretización en el barrido del muestreo radar, que impide la capacidad de detección de rotación a escalas pequeñas; el efecto “aliasing” (velocidades por encima de un umbral de 48 m/s no se puede asegurar que se detecten de manera correcta); o que es un modelo conceptual bastante simplista, por lo que flujos dinámicos complejos asociados a líneas de turbonada o frentes de racha pueden dar lugar a falsas alarmas. Otras de las limitaciones son exclusivas de los radares de AEMET: únicamente tenemos los datos de velocidad radial del PPI más bajo; el uso de coordenadas cartesianas; o la resolución de 1 km x 1 km.

El proceso de detección de estas estructuras consta de las siguientes etapas:

1. **PREPROCESO:** consideramos una imagen radar de velocidad radial, en la cual como tiene mucho ruido, eliminamos los píxeles con datos de velocidad aislados. A continuación, suavizamos la imagen rellenando huecos con valores medios de velocidades de los píxeles que los rodean.

2. ANÁLISIS 1D: se identifican por filas y por columnas de la imagen segmentos¹⁵ positivos (incluyen un valor de velocidad máximo) o negativos (valor de velocidad mínimo). Para evitar falsas alarmas sólo consideramos los segmentos de tamaño entre 2 y 10 km con una velocidad absoluta media de más de 12 m/s. (El análisis por filas y por columnas se realiza de forma independiente).
3. ANÁLISIS 2D: los segmentos individuales se combinan en estructuras 2D. Para poder ser incluidos en ellas, debe haber al menos otro segmento en una fila o columna adyacente. Después se combinan los resultados de las filas y las columnas.
4. RESULTADO FINAL: se identifican los valores máximos y mínimos de las estructuras 2D estableciendo como umbrales que una pareja máximo-mínimo no puede estar separada más de 20 km y la diferencia de velocidades entre ellos debe ser de más de 40 m/s. También se desestiman estas estructuras si no existen valores de reflectividad en las cercanías superiores a 20 dBz.

Como último objetivo se pretende incorporar este algoritmo en la aplicación automática YRADAR, operativa en AEMET desde 2002, para identificar, analizar, caracterizar y extrapolar estructuras 2D y células convectivas 3D en imágenes radar. Aunque para ello sí que sería necesario introducir algunas mejoras que eviten falsas alarmas o que nos permitan distinguir entre distintos tipos de estructuras, como mesovórtices, divergencias, convergencias o estructuras mixtas.

6.1 IDENTIFICACIÓN DE ESTRUCTURAS MESOCICLÓNICAS COMO CONVERGENCIAS, DIVERGENCIAS, CICLONES O ANTICICLONES

El objetivo final de nuestro trabajo era identificar diferentes estructuras meteorológicas de viento radial, y caracterizar su comportamiento como convergencias, divergencias, mesociclones o mesoanticiclones. Para ello usaremos los datos de posiciones de velocidades máximas y mínimas extraídos del radar.

Un **mesociclón** está formado por dos regiones, cuya escala es la típica de una tormenta (de 1 a 10 Km de diámetro):

- Región central: la velocidad tangencial de la estructura crece linealmente desde cero hasta alcanzar un máximo en el borde de la región central.
- Región externa: la velocidad tangencial decrece de forma inversamente proporcional a la distancia desde el centro de circulación.

La circulación típica es la de un **mesoanticiclón** (rotación horaria). La región de velocidad Doppler nula es una banda en la dirección radial del radar. El extremo de velocidad negativa representa el pico de velocidad tangencial dirigida hacia el radar; mientras que el extremo positivo representa el pico de velocidad tangencial alejándose del radar.

De la misma forma para los **mesociclones**, aunque con una rotación antihoraria; por lo que los máximos y mínimos de velocidad se encuentran en la posición inversa a los anticiclones. Además, al patrón de velocidades típico del vórtice de Rankine, (están definidos por estos

¹⁵ Segmento: un segmento es un conjunto de datos de velocidad radial Doppler de una misma fila o columna. El segmento empieza en el dato de velocidad radial cuando se pasa de valores crecientes a decrecientes, hasta la siguiente en la que vuelve a producirse la misma variación; (ó viceversa).

vórtices) se le superpone la componente de velocidad que corresponde con el movimiento de la tormenta en la que puede encontrarse inmerso el propio mesociclón.

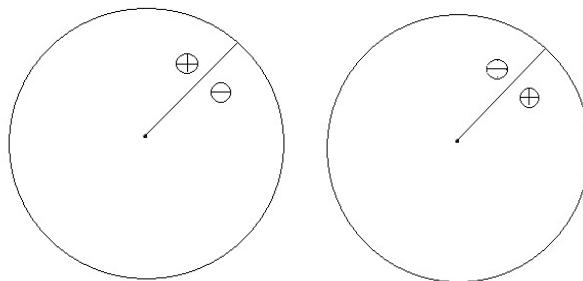


Imagen 20: Esquema comportamiento de un mesoanticiclón (izquierda) y un mesociclón (derecha) ideales

En cuanto a lo que se refiere a flujos con simetría axial, tanto **convergentes** como **divergentes**, también podemos aproximarlos por un perfil de velocidades de Rankine. En ellos el radio del núcleo central de la estructura es la distancia a la que los flujos entrante y saliente tienen velocidades máximas.

El **flujo convergente** se dirige hacia el radar en el lado más alejado de velocidades nulas y se aleja de él en la parte más cercana a la misma. Para el **flujo divergente** tenemos la situación inversa, en la que en el lado más alejado de velocidades nulas se aleja del radar; y en el más cercano se dirige hacia él. (Véase referencia [12]). Es muy posible que los casos no se encuentren idealizados, y las estructuras estén en movimiento, donde se superponen velocidades de distintos tipos; tal y como ocurría en los mesociclones.

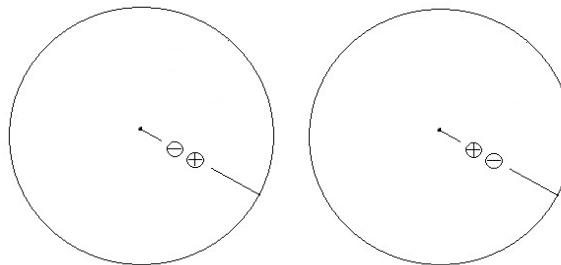


Imagen 21: Esquema comportamiento de una divergencia (izquierda) y una convergencia (derecha) ideal

El programa consta de dos procedimientos (ver anexo 3):

- Procedimiento 1: lee los datos de las posiciones radiales y angulares de un fichero y los analiza identificando si se corresponden con **estructuras ideales** (como las representadas en las imágenes 20 y 21); en las que tanto para ciclones como anticiclones la distancia del máximo y del mínimo al radar es la misma, con una tolerancia de ± 2 Km de diferencia y la posición angular, tomando como origen de referencia el Norte, es mayor para el mínimo cuando hablamos de un anticiclón o para el máximo si hablamos de un ciclón. En el caso de convergencia o divergencia ideal, la posición angular es la misma para ambos, con una tolerancia de $\pm 0.5^\circ$ y difieren en la distancia al radar. Si el máximo se encuentra más lejos hablamos de una divergencia, y en caso contrario una convergencia.
- Procedimiento 2: clasifica las **estructuras** como **híbridas** caso de no cumplir con los requisitos anteriores. Es decir, si tenemos una mesoestructura en la que ni la

posición angular ni la distancia al radar es la misma o se encuentra dentro del rango que hemos establecido, para el máximo y para el mínimo, lo que se obtiene es un híbrido (divergencia-ciclónica, divergencia-anticiclónica, convergencia-ciclónica o convergencia-anticiclónica).

Se podría decir que los límites de los rangos establecidos en la determinación de estructuras ideales o híbridas son bastante restrictivos; pero no hay unos valores previamente establecidos. Bastaría con modificar estos límites en el programa si al hacer un estudio más exhaustivo de este tipo de estructuras, combinando los datos radar con los de satélite, viéramos que no se corresponde con lo que ocurre realmente. Sin embargo, para tener una primera aproximación experimental de lo que queremos identificar son válidos.

A continuación se exponen algunos ejemplos de estructuras reales que ha clasificado nuestro programa a partir de datos que ha tomado el radar de Zaragoza de AEMET en distintos días y a diferentes horas, y se han almacenado en ficheros:

Rmáx (Km)	Rmín (Km)	Angcen (°)	Angmáx (°)	Angmín (°)	Tipo estructura
100.48	102.91	58.44	53.41	64.31	Convergencia-anticiclónica
111.33	120.55	355.07	349.08	359.63	Convergencia-anticiclónica
116.75	130.99	17.43	15.36	23.08	Convergencia-anticiclónica
119.89	121.06	0.12	355.24	4.96	Ciclón ideal
117.64	120.37	7.00	7.62	6.46	Convergencia-ciclónica
85.28	87.63	59.37	55.76	63.70	Convergencia-anticiclónica
118.06	124.51	9.53	5.10	14.37	Convergencia anticiclónica
112.21	96.47	69.64	70.59	68.33	Divergencia-ciclónica
83.10	88.65	342.81	344.76	341.60	Convergencia ciclónica
103.87	88.65	347.85	354.57	341.60	Divergencia-ciclónica

Tabla 3: Análisis de datos de los ficheros y clasificación de las estructuras

Destacar que las abreviaturas *Rmáx*, *Rmín*, *Angmáx* y *Angmín* se refieren a las posiciones radiales y angulares de los máximos y los mínimos; y *Angcen* a la posición angular del centro de la estructura; es decir a la posición angular respecto al Norte del punto medio de la distancia entre el máximo y el mínimo.

Para más información de este capítulo, véanse referencias [13], [14], [15] y [16].

7. CONCLUSIONES

Con la realización de este trabajo he adquirido una formación previa en meteorología, que posteriormente me ha permitido abordar el problema propuesto: identificar estructuras meteorológicas de viento radial y caracterizar su comportamiento como divergencias, convergencias, mesociclones o mesoanticiclones.

Hemos elaborado un algoritmo que identifica convenientemente estas estructuras de viento radial y caracteriza su evolución.

Nuestros resultados se han obtenido a partir de datos del radar que detecta movimientos absolutos; es decir, considera la rotación interna y el desplazamiento de la estructura, por lo que los lugares donde aparecen las velocidades máximas y mínimas están un poco distorsionados. Como mejora futura se puede elaborar un algoritmo que incluya la velocidad de la tormenta como un conjunto. De esta forma los resultados serán más certeros y se podrá hacer un mejor seguimiento de la misma.

Nuestro programa puede suponer un punto de partida en la elaboración de un programa más completo que satisfaga el objetivo de AEMET, que es la integración de un algoritmo de este tipo en la aplicación YRADAR 2D y 3D (ver anexo 2) que permita obtener más información sobre las estructuras convectivas, importante para las actividades de nowcasting, ayudando a los predictores en la elaboración de avisos precisos de fenómenos severos.

Otra mejora que puede aportar la introducción de este algoritmo de identificación se basa en el área de la climatología, de manera que se pueda determinar la frecuencia de aparición de este tipo de estructuras en España.

8. BIBLIOGRAFÍA

- [1] J. S. MARSHALL and W. MCK PALMER, 1948: *The distribution of raindrops with size*. Journal of Meteorology, 5, 165
- [2] R. R. ROGERS, 1977: *Física de las nubes*. Edición en español, Editorial Reverté
- [3] BATTAN, L. J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. Univ. Of Chicago Press, Chicago, 324.
- [4] RINEHART, R. E., 2004: *Radar for Meteorologists*. 4th, Rinehart Publications, Columbia, MO, 482 pp.
- [5] ARMIJO, L. 1969: *A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radar*. J. Atmos. Sci., 26, 570-573.
- [6] MARTÍN, F., F. ELIZAGA, O. CARRETERO, I. SAN AMBROSIO, 2001a: *Diagnóstico y predicción de la convección profunda. Nota Técnica STAP nº 35*.

- [7] QUIRANTES J.A. (2012): Taller de Convección para predictores del CNP. *Introducción a las supercélulas*.
- [8] MARKOWSKY & RICHARDSON. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley- Blackwell.
- [9] BROWN, R. A., and V. T. WOOD, 2007: *A guide for interpreting Doppler Velocity patterns: Northern Hemisphere Edition*. NOAA/National Severe Storms Laboratory.
- [10] BURGESS, R. A., 1976: *Single-Doppler radar vortex recognition. PART I: Mesoscale signatures*. Prepints, 17th Conference on Radar Meteorology, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc., 97-103
- [11] DONALDSON, R.J, 1970: *Vortex signature recognition by a Doppler radar*. J. Appl. Meteor., 9, 661-670
- [12] MARTÍNEZ ARNÁIZ, R. 2010: *Formación en técnicas de predicción de fenómenos convectivos mediante radar meteorológico*. Memoria Proyecto nº 8.
- [13] CONEJO, S., and F. ELIZAGA, 2004: *Identificación automática de mesociclones y estructuras significativas de viento a partir de datos de radar Doppler*. Nota Técnica STAP nº 43.
- [14] CONEJO S., F. ELIZAGA, and F. MARTÍN, 2004: *Automatic Identification of mesocyclone and significant wind structures in Doppler radar images*. 3th European Conference on Severe Storms.
- [15] ELIZAGA, F. and S. CONEJO, 2005: *Identificación automática de mesociclones en radar Doppler*. IV Simposio de Meteorología y Geofísica de la APMG – Encuentro Luso-Español de Meteorología.
- [16] STUMPF, G. J ET AL. , 1997: *The National Severe Storm Laboratory Mesocyclone Detection Algorithm for the WSR-88D*. Wea Forecasting, 13, 304-326.

9. AGRADECIMIENTOS

Agradecer a mis tutores, Juan Pablo por la ayuda durante todos estos meses, e Ismael, por aceptar esta labor y dedicar parte de su tiempo en la ayuda y explicación para la realización de este trabajo.