



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Estudio de sistemas convectivos mesoscalares en la zona mediterránea occidental mediante el uso del radar meteorológico

Tomeu Rigo Ribas



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial 4.0. Espanya de Creative Commons**.

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial 4.0. España de Creative Commons**.

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0. Spain License**.

2. Estado del arte

2.1. *El radar meteorológico*

Según I.I. Rabi, premio Nobel en Físicas y participante en los desarrollos tanto de la bomba atómica como del radar de microondas, fue el avance tecnológico en este segundo instrumento el que permitió a los EEUU y sus aliados conseguir la victoria en la Segunda Guerra Mundial (Fletcher, 1990). Este hecho resume dos de los aspectos más conocidos del radar: su importancia como sensor remoto (es decir, para “observar” objetos situados a distancias relativamente altas) y su relación con el ejército (no en vano, fue diseñado y desarrollado por éste, especialmente el de los EEUU).

El radar fue diseñado con el objetivo de detectar y seguir objetivos aéreos y navales enemigos (Burguess y Ray, 1988). Sin embargo, en ciertas ocasiones la precipitación oscurecía los objetos, hecho que fue aprovechado por los ingenieros militares para desarrollar un radar con fines meteorológicos a finales del conflicto mundial. Posteriormente se iniciaron las colaboraciones con organismos civiles, como el Massachusetts Institute of Technology (Katz y Harney, 1990), para obtener un mayor rendimiento del instrumento, aunque gran parte de las investigaciones y publicaciones son de carácter privado (Swingle, 1990).

Desde la década de los 70 los radares meteorológicos Doppler han incrementado notablemente su papel dentro de la investigación y predicción meteorológica, especialmente en los EEUU, pero también otros países como España (Gutiérrez Marco, 1990). Especialmente importante resulta su aplicación en el campo de análisis y predicción (Collier, 1989), tanto de la precipitación (hidrología) como las estructuras que la producen (meteorología).

Cabe decir que actualmente existen en el Estado Español, diferentes grupos científicos de renombrado prestigio que investigan en la mejora de las aplicaciones del radar meteorológico, tanto por lo que respecta a calibración como a hidrología o meteorología, bien sea predicción operativa, bien sea investigación científica (Bech *et al.*, 2002; Berenguer *et al.*, 2002; Martín-León *et al.*, 2001; Sánchez *et al.*, 2001; Sánchez-Diezma, 2001). Es importante remarcar que durante la realización de esta tesis ha existido un grado más o menos importante de contacto con gran parte de ellos.

2.1.1. Esquema de funcionamiento del radar

La idea básica del funcionamiento del radar viene dada por la teoría electromagnética (Collier, 1989): el radar emite ondas (dentro del rango de las microondas) que al propagarse a través de la atmósfera sufren interacciones con las partículas de naturaleza acuosa. Según la longitud de onda utilizada, el radar vendrá denominado por una letra (K, $\lambda=0.75-2.5$ cm; X, $\lambda=2.5-4$ cm; C, $\lambda=4-8$ cm; o S, $\lambda=8-15$ cm).

Una de las partes más importantes del radar es el **emisor**, instrumento que produce la radiación electromagnética. La energía será emitida con unos valores de potencia y frecuencia conocidos y que deberían mantenerse invariantes en el tiempo. La radiación se emite generalmente concentrada en un haz de radar (de entre 1° y 2° de ancho, según el radar) mediante una **antena**. La teoría dice que toda la energía emitida debería concentrarse en un único lóbulo (conocido como principal -Sánchez-Diezma, 2001), aunque en la realidad aparecen pequeños lóbulos secundarios a su alrededor. Una vez la energía ha sido devuelta, al haber “golpeado” los hidrometeoros, es recogida por un **receptor**, el cual la amplifica y la convierte de señal de microondas a señal de baja frecuencia. Esta señal se puede relacionar con las propiedades y distribución de las gotas.

La radiación que emiten los radares es **pulsada**: mediante un reloj se van generando trenes de pulsos cada cierto intervalo de tiempo, definido por la frecuencia de repetición de pulsos (del inglés, PRF). Otras componentes del radar son el **magnetron**, o tubo oscilador que produce los pulsos energéticos, o el **klystron** (parecido al anterior, pero operando a potencias muy superiores), además del **duplexer**, el cual se encarga de proteger el receptor actuando como un interruptor transmisor-receptor. El **radomo** es la cubierta esférica que protege al equipo de las inclemencias atmosféricas.

En la tabla 2.1 se muestran las características básicas del radar meteorológico utilizado en este trabajo. El radar pertenece a la red del Instituto Nacional de Meteorología (INM), y está situado en el Puig de les Agulles, a unos 20 km al Suroeste de Barcelona, y a una altura de unos 654 m sobre el nivel del mar.

La **potencia media** recibida por el receptor del radar es la suma de la contribución de todas las dispersiones individuales, definidas en el punto anterior:

Capítulo 2: Estado del arte

$$\bar{P}_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sum_{i=1}^n \sigma_i$$

Ecuación 2.1. Potencia media recibida por el radar.

P_t es la potencia transmitida, G la ganancia que se produce debido al incremento de energía por el enfocamiento de la antena, y r es la distancia a la que se encuentra el objeto del radar. A partir de diferentes transformaciones se llega a la **ecuación** conocida como **del radar** (Collier, 1989):

$$\bar{P}_r = \frac{C|K|^2 Z}{r^2}$$

Ecuación 2.2. Ecuación del radar.

siendo C la constante del radar, Z la reflectividad del radar y $k = (m^2 - 1) / (m^2 + 2)$, donde m es el índice de refracción complejo. Z se obtiene a partir de $(1/\Delta v) \sum D_i^6$, con Δv como volumen del pulso energético.

Característica	Modo Normal	Modo Doppler
Longitud de onda (λ)	5.4 cm (banda C)	
Duración del pulso (τ)	2 μ s	0.5 μ s
Potencia de pico	250 kw	
Frecuencia de repetición de pulsos (PRF)	250 Hz	900/1200 Hz
Ancho del haz (Θ)	0.9°	
Velocidad de rotación de la antena	2-6 RPM	2-4 RPM
Radio de cobertura (rango)	240 km	120 km
Resolución en distancia	2 km	1 km
Número de elevaciones	20 (entre 0.5° y 24°)	8 (entre 0.6° y 11°)
Resolución temporal	1 volumen de datos cada 10' por modo	

Tabla 2.1. Características del radar de Barcelona del Instituto Nacional de Meteorología

La reflectividad del radar sólo puede ser utilizada cuando las partículas identificadas son muy pequeñas al compararse con la longitud de onda del haz radar y, además, las partículas no deben ser esferoides (que es lo que ocurre con los cristales de hielo). Por este motivo, se define la **reflectividad efectiva del radar** (Z_e), medida en dBz, y que se obtiene a partir de la reflectividad real Z según la ecuación:

$$Z_e(\text{dBZ}) = 10 \log_{10} \left(\frac{Z(\text{mm}^6 \text{m}^{-3})}{1 \text{ mm}^6 \text{m}^{-3}} \right)$$

Ecuación 2.3. Reflectividad efectiva del radar.

2.1.2. Productos básicos del radar

El radar meteorológico es una herramienta que permite obtener una gran cantidad de información sin la aplicación de algoritmos más o menos complejos, ya que las imágenes obtenidas exploran un gran volumen atmosférico con una resolución bastante elevada. Es más, los algoritmos que se utilizan suelen aplicarse tienden a sintetizar la información, ya que es muy difícil poder interpretar todo el contenido de un volumen radar. Al tratarse del radar utilizado en el presente trabajo, la información incluida es este apartado versará especialmente en el radar meteorológico del INM en Barcelona (tabla 2.1).

El radar realiza una serie de exploraciones para diferentes ángulos en la vertical. Esto es, empezando a una cierta altura, el radar toma la información alrededor de su eje, sube al siguiente nivel y así hasta el último, para volver a iniciar el proceso en el más bajo. En el caso del radar utilizado (Martín León y de Esteban, 1994), la primera elevación se sitúa en los 0.9°, y en los primeros niveles se asciende de 1 en 1°, para poder conocer mejor la troposfera más baja. En los niveles superiores (hasta los 25°) el ángulo entre dos elevaciones se incrementa progresivamente. Debido a que los ángulos de exploración no van desde los 0° (dirección horizontal) hasta los 90° (dirección vertical), aparecen dos conos de sombra (áreas donde no se recoge información) dentro del volumen, uno en la parte superior y otro en la inferior.

Por otra parte, la diferencia temporal entre dos volúmenes radar es de 10 minutos (aunque otros radares operan con intervalos temporales diferentes). Durante este período de tiempo, se recoge un primer volumen en lo que se conoce el **modo Normal** en los primeros 3 minutos, en los 4 siguientes minutos se realiza el recogimiento de dos volúmenes en **modo Doppler** y finalmente, se realiza el procesado de la información recogida.

Las diferencias más importantes entre los dos modos son debidas a las características del volumen radar obtenido así como a la información. El modo Normal abarca distancias muy superiores (240 km frente a los 120 del Doppler), pero la resolución es inferior (2x2 km² frente a 1x1 km²). Además, el modo Normal solamente incluye información de reflectividad, mientras que el Doppler contiene también la velocidad radial y la turbulencia. En esta tesis únicamente se han utilizado datos del modo Normal, ya que la base de datos del Doppler era mucho menor.

El plano obtenido a partir de una exploración realizada para un ángulo concreto se conoce como **PPI** (del inglés, Plan Position Indicator). La información “bruta” que se recibe del

Capítulo 2: Estado del arte

radar se da en PPIs y, además, en coordenadas polares (ángulo y distancia al radar). Para simplificar los cálculos (figura 2.1), y dentro del propio proceso de recogida de la información, se realiza una interpolación con el objeto de tener la información en planos a alturas constantes (CAPPI). Finalmente, y no en todos los casos, se puede realizar otra interpolación para pasar de las coordenadas polares a cartesianas (x e y). En esta tesis se han utilizado volúmenes radar en modo Normal, con niveles CAPPI y coordenadas cartesianas, con el objetivo de simplificar los algoritmos de cálculo.

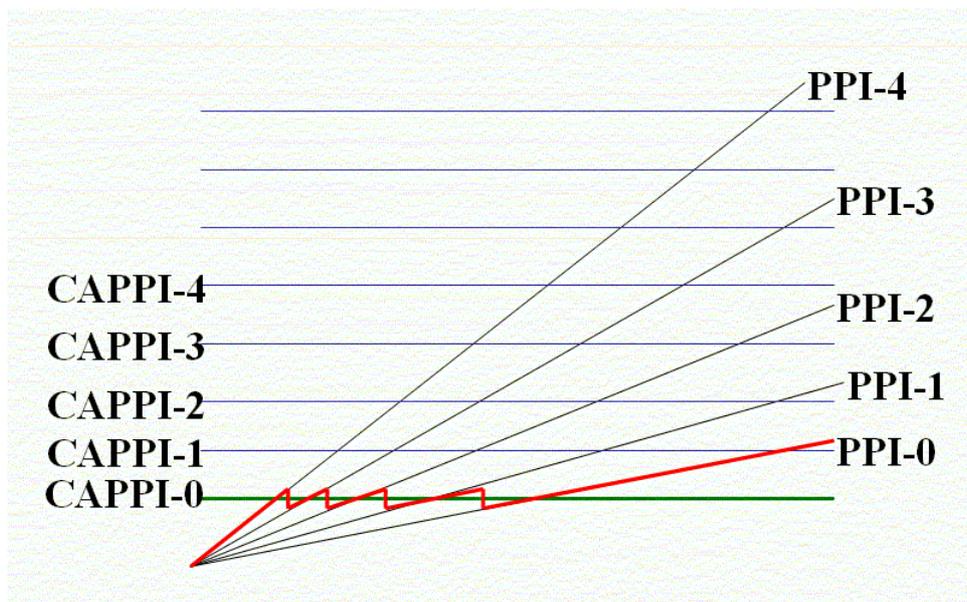


Figura 2.1. Proceso de conversión de los PPI (*Plan Position Indicator*) a CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*)

2.1.3 Productos obtenidos a partir del volumen radar

Los productos analizados a continuación pueden dividirse en dos tipos: aquellos referidos a **máximos de reflectividad** ($Z_{\text{máx}}$ y $Z_{\text{máxver}}$) y los relacionados con **alturas de los ecos** (**Echotop** y $H_{\text{máx}}$). Estos productos (Martín y de Esteban, 1994), junto con el PPI más bajo y algunos CAPPI a alturas definidas (2.5 y 6 ó 7 km), constituyen la base de las imágenes que los predictores suelen observar para tratar el estado atmosférico en tiempo real.

El primero de ellos, el $Z_{\text{máx}}$, no es más que la representación en el plano XY del valor máximo de reflectividad alcanzado en cada columna del volumen. La manera de calcular $Z_{\text{máx}}$ se muestra en la ecuación 2.4.

Capítulo 2: Estado del arte

$$Z_{\max}(x_i, y_j) = \text{Max}(Z(x_i, y_j, z))$$

Ecuación 2.4. Cálculo del producto de referencia máxima.

Este producto permite conocer, de forma más o menos aproximada, la severidad de los fenómenos detectados en un volumen tridimensional únicamente mediante una imagen bidimensional. Las utilidades del Z_{\max} son diversas: desde la detección visual de las células convectivas más activas a la identificación de la banda brillante, pasando por la observación de zonas donde existe un bloqueo total o parcial del haz radar.

Un producto complementario al anterior es el $Z_{\max\text{ver}}$, solándose representar en general conjuntamente. La descripción es muy similar a la del Z_{\max} , pero en lugar de buscar la reflectividad máxima en la vertical se calcula para los dos ejes horizontales (x e y), obteniéndose dos planos verticales (y-z y x-z). El cálculo de ambos planos se muestra en las dos ecuaciones 2.5.

$$Z_{\max\text{ver}1}(x_i, z_j) = \text{Max}(Z(x_i, y, z_j))$$

$$Z_{\max\text{ver}2}(y_i, z_j) = \text{Max}(Z(x, y_i, z_j))$$

Ecuación 2.5. Cálculo del producto de referencia máxima vertical, en los planos yz y xz.

La imagen resultante del $Z_{\max\text{ver}}$ permite obtener información de las alturas de las diferentes estructuras, tanto convectivas como estratiformes, que se detectan en un volumen radar.

Parecido al $Z_{\max\text{ver}}$ existe otro producto, el *corte vertical*, a partir de la selección de dos puntos. Los cortes pueden ser realizados en cualquier dirección, no necesariamente en uno de los ejes principales (x o y).

A continuación se describirán los productos que vienen dados por las alturas de los ecos: el *Echotop* y H_{\max} . Ambos son especialmente útiles en situaciones convectivas, ya que permiten conocer el grado de desarrollo de las estructuras, así como cual es la parte más activa de las mismas. También permiten, combinadas con los productos de Z_{\max} , determinar el grado de organización de la convección.

El *Echotop* se obtiene a partir de un umbral definido de reflectividad. En general, este umbral lo predetermina el meteorólogo. En el caso del INM, los valores son de 12 dBz para los radares de banda C y 24 dBz para los de banda S. La manera de calcular este parámetro se basa en la búsqueda de la altura máxima de una columna en la cual se supera el valor de reflectividad del umbral. De manera muy similar, la H_{\max} será la altura en una columna en la cual la

reflectividad es máxima, siempre y cuando ésta sea superior al umbral previamente establecido (ecuación 2.6).

$$ET_{Z_u}(x_i, y_j) = H_{m\acute{a}x}(Z(x_i, y_j, z)) \quad \text{donde } Z_u \equiv \text{reflectividad umbral}$$
$$H_{m\acute{a}x}(x_i, y_j) = H(m\acute{a}x(Z(x_i, y_j, z)))$$

Ecuación 2.6. Cálculos de echotop y altura máxima.

2.1.4 Utilidades del radar meteorológico en la sociedad

El radar meteorológico ha ido adquiriendo en los últimos años un peso cada vez mayor tanto en la predicción operativa como en la investigación científica, siendo los campos en los que se utiliza cada vez más numerosos. A continuación se presenta un breve estado del arte de la situación en algunas de estas aplicaciones.

Uno de los aspectos más positivos de la precipitación vista por el radar es que este instrumento cubre una extensa área, con elevadas resoluciones espacial y temporal (Joss y Walvogel, 1990). Además, el hecho de poder utilizar redes permite que la región analizada sea aún mucho más amplia. Sin embargo, existen aspectos negativos que dificultan la obtención de valores más o menos fiables de precipitación a partir del radar (Sánchez-Diezma, 2001).

A continuación se destacan aquellos campos en los cuales el radar ha tenido una mayor aceptación en hidro-meteorología.

Predicción a corto plazo: está muy relacionada con la predicción meteorológica (Joss y Walvogel, 1990; Joss y Germann, 2000). El objetivo es estimar la precipitación acumulada en las próximas horas en puntos determinados a partir de la información disponible actual.

Predicciones hidrológicas y flujos de corrientes: en este caso no existe el problema de la medida puntual, pero aparece la dificultad de obtener, de manera cuantitativa, los flujos, almacenamientos y retrasos dentro de una cuenca de un río, a partir de los datos radar. Tiene un gran interés especialmente en cuencas relativamente pequeñas, en las cuales la instalación de un gran número de pluviómetros es demasiado costoso (Corral *et al.*, 1997)

Hidrología urbana: se trata de un proceso similar al realizado para una cuenca fluvial, pero aplicado al alcantarillado de una ciudad. El aumento del territorio urbanizado ha provocado un incremento de la dificultad a la hora de controlar inundaciones en desagües y alcantarillados en ciudades, hecho que ha provocado la aparición de numerosos trabajos relacionados con este tema utilizando el radar, mejorando notablemente los resultados (Sempere-Torres *et al.*, 1999).

En lo que se refiere al estudio de la atmósfera, los diferentes campos de estudio serán vistos en el apartado dedicado a la convección.

2.1.5. Fuentes de error

Aunque el radar meteorológico es de gran utilidad tanto a nivel hidrológico como meteorológico, debido a su elevada resolución espacial y temporal, tiene otros inconvenientes que en ciertos casos pueden llevar a la pérdida de toda una imagen o, incluso, una secuencia de imágenes. En este trabajo no se consideran los errores que se deban a la parte de la mecánica y electrónica del radar, sino únicamente las limitaciones que se producen con el haz de energía electromagnética.

Existen numerosos trabajos en los cuales se intenta realizar correcciones de las imágenes radar a partir de diferentes metodologías (Sánchez-Diezma, 2001; Bech *et al.*, 2003). A continuación se listan los errores más comunes y algunas posibles soluciones para su corrección.

Sombra e interpolación de datos. El primer aspecto a considerar cuando se analizan aquellas circunstancias que no deben menospreciarse al estudiar un volumen radar se encuentra en la misma toma de datos y en la interpolación al pasar de coordenadas polares a cartesianas (Martín León y de Esteban, 1994). Aunque se realiza un análisis exhaustivo para buscar las condiciones óptimas de exploración, siempre aparecerán ciertas complicaciones.

A medida que la distancia al radar aumenta se produce una mayor sobreelevación del haz radar. Es decir, cuanto mayor sea la distancia de un punto al radar, a más altura se encontrará el haz inferior. Esto implica una pérdida de información en los niveles más próximos a la superficie cuando el punto detectado se encuentra a más de 120 km. Este es el límite que se aplicará, aproximadamente, en los algoritmos utilizados en este trabajo.

También al incrementarse la distancia, se produce una divergencia del haz radar. Es decir, el volumen del haz aumenta cuanto más se aleja del radar. Además, cuanto mayor sea el ángulo del lóbulo principal, más se notará el efecto. Esto implica que la presencia de orografía cercana al radar (hasta aproximadamente 80 km) creará una serie de ecos de suelo fijos. Por el contrario, lejos del radar se producirá una notable pérdida de resolución debido al tamaño del haz.

Además, en algunos puntos se producen solapamientos de los haces emitidos a diferentes elevaciones, mientras que otras regiones no quedan bien cubiertas por ningún haz.

Capítulo 2: Estado del arte

Por lo tanto, tenemos regiones del volumen muy densamente cubiertas (especialmente en los niveles bajos), frente a otras prácticamente sin información.

Debido a las limitaciones del haz electromagnético al interactuar con la atmósfera y la existencia de orografía, no es posible completar todo el volumen que cubre un radar meteorológico. Las zonas que quedan fuera de las exploraciones más baja y más alta son conocidas como zona de sombra inferior y *cono de sombra* (figura 2.2).

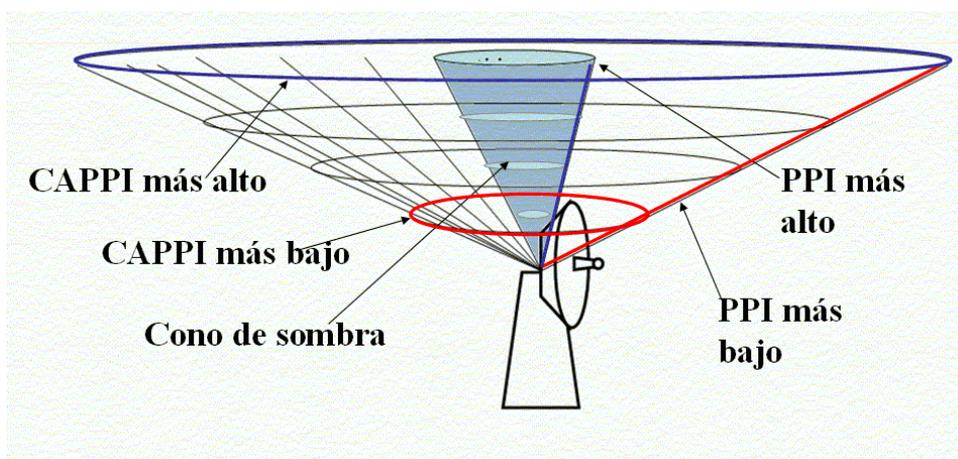


Figura 2.2. Esquema de las exploraciones realizadas por el radar meteorológico

El interés por disponer los datos en planos a altura constante (CAPPIs) en lugar de distintas elevaciones (PPIs) facilita la comprensión de la información alojada dentro del volumen de datos radar. Sin embargo, la conversión tiene un aspecto negativo, ya que debe realizarse una interpolación, al no coincidir los puntos considerados para ambos tipos de coordenadas verticales. Esta interpolación también deberá realizarse para pasar de coordenadas polares a cartesianas. Por lo tanto, el hecho de facilitar los cálculos en los algoritmos provoca un error en la posición.

Aunque existen otros procesos diferentes, todos son similares al que se muestra aquí, que corresponde al realizado para los radares del INM. En el proceso de conversión de PPIs a CAPPIs, para aquellos puntos cartesianos rodeados de un gran número de puntos polares (es decir, para los próximos al radar) se considera el valor del punto polar más cercano. Para el resto, se realiza una interpolación lineal de primer orden mediante un desarrollo de Taylor, a partir de los cuatro puntos más cercanos. Este proceso de interpolación no concluye aquí, ya que a partir de una cierta distancia, para los CAPPIs más bajos, no existe información. Esta distancia viene dada por el punto de corte entre el propio CAPPI y el PPI más bajo. Para los puntos en los cuales no hay información directa se toma el valor del PPI más cercano o un valor similar. Esto limita el conocimiento que se tiene de los niveles más bajos, ya que para mayores distancias se

Capítulo 2: Estado del arte

considera, por ejemplo, que el valor del píxel a 1 km de altura se corresponde con el valor medido a 4 km (esto ocurre a unos 200 km).

Ecos de tierra y sectores parcialmente bloqueados. La orografía y otros objetos de fabricación humana (antenas, edificios...) constituyen uno de los problemas más grandes a los que debe enfrentarse el diseño de la ubicación de un radar (Bech *et al.*, 2003). También al analizar las imágenes se deben tener muy en cuenta, ya que pese a la existencia de algoritmos que los eliminan, siempre quedan residuos que difícilmente podrán ser “borrados” de las imágenes. Además, cuanto mayor sea la amplitud del haz radar, la posibilidad de interceptar obstáculos se incrementa.

La no eliminación de los ecos de tierra hace que los campos de precipitación acumulada obtenidos mediante el radar estén contaminados, así como que las predicciones realizadas mediante los niveles bajos sean más defectuosas. Sin embargo, debe vigilarse el no realizar eliminaciones incorrectas de píxeles no correspondientes a ecos de tierra o confiar que se han eliminado todos los ecos anómalos.

El proceso de eliminación de ecos de tierra realizado por el INM es diferente dependiendo del modo que se analiza. Para el modo Doppler se utiliza la condición de eliminar aquellos puntos que tienen velocidad radial nula, es decir que no tienen movimiento en la dirección del radar. Por lo que se refiere al modo Normal, el proceso es más complejo. A partir del volumen polar y dos ficheros obtenidos previamente, uno con los ecos de tierra y otro con las zonas en las cuales existe bloqueo parcial o total del haz debido a obstáculos geográficos, se realiza la conversión hasta llegar al volumen cartesiano corregido.

El fichero de ecos de tierra contiene aquellos puntos (en coordenadas polares) que han superado un valor predeterminado de reflectividad en un día claro, es decir, en el cual no se han detectado nubes en la zona del volumen radar. Aunque permite la eliminación de un gran número de ecos de tierra, este fichero no nos asegura la desaparición de todos ellos, ya que, debido a la configuración del radar y a las propiedades atmosféricas variantes, los ecos pueden cambiar según las circunstancias. Una vez se ha detectado un punto como eco de tierra es reemplazado a partir del valor no contaminado más cercano. En la mayoría de casos, estos valores suelen encontrarse en elevaciones superiores, por lo que en esos puntos no vemos los niveles más bajos, sino lo que ocurre en los superiores.

El caso del bloqueo es el totalmente opuesto al de los ecos de tierra: el radar infravalora los puntos que se encuentran detrás de un obstáculo geográfico o una tormenta, y que el haz no puede atravesar. La obtención de un fichero con estas zonas es más compleja ya que se necesita considerar el fichero de ecos de tierra, es decir, de la orografía. En las imágenes del INM no se realiza ningún tratamiento de este problema, el cual es más notable en el caso de los radares de banda C, especialmente cuando existe convección importante. Un ejemplo se observa en la figura 2.3.

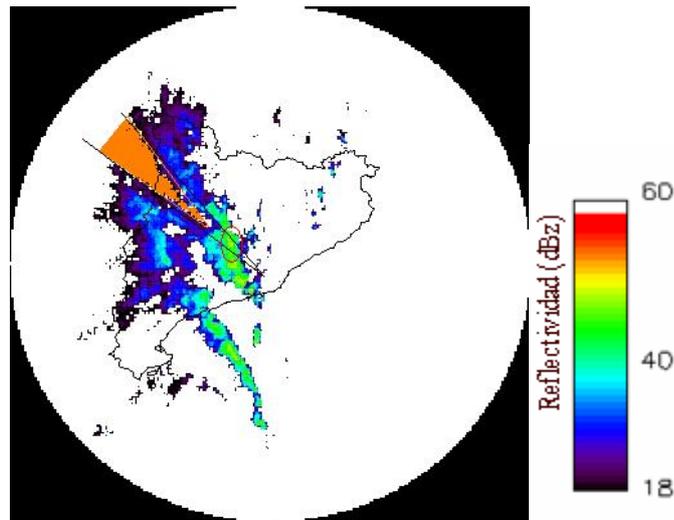


Figura 2.3. Ejemplo (zona de color naranja) de bloqueo orográfico (y de una célula convectiva) para el radar de Barcelona del INM

Lóbulos secundarios o laterales. Aunque la mayor parte de la emisión de energía se encuentra focalizada en el centro del haz (lóbulo principal), una parte residual se emite en forma de pequeños lóbulos secundarios o laterales, cuya densidad de energía es relativamente pequeña comparada con la del principal, pero que en ciertos casos puede ser un gran problema a la hora de conocer la energía real devuelta en un punto (Sánchez-Diezma, 2001).

El mayor problema que producen los lóbulos secundarios sobre la imagen radar no se encuentra en que puedan modificar las intensidades de los ecos de precipitación, sino que pueden dar falsas señales en zonas próximas al radar, ya que la gran mayoría de ecos de tierra se deben a los lóbulos laterales. Es habitual apreciar como en las proximidades del radar aparece una corona de ecos poco intensos (no superan los 24 dBz en el radar de banda C). Además, se puede destacar otro efecto producido por los lóbulos secundarios: interceptan estructuras convectivas en la parte más intensa (niveles más bajos que los que escanea el lóbulo principal), haciendo que para estructuras especialmente alejadas se intensifiquen los valores.

2.2. La convección

La **convección** es uno de los procesos fundamentales de transmisión de calor, consistente en el transporte calorífico dentro de un fluido, es decir un líquido o un gas (Morán,

1984). Las condiciones del medio, especialmente su movimiento y conductividad interna (la cantidad de calor que el fluido permite que lo atraviese), en el que se trasmite el calor, serán realmente importantes a la hora de conocer la cantidad de calor transmitida.

En meteorología, se conoce como convección a las **corrientes verticales intensas** que transportan vapor de agua y calor desde la superficie hasta niveles superiores (Rossby, 1945). Este transporte se asocia a la **buoyancy** (traducida al castellano por “flotabilidad”), que es la fuerza ascendente que actúa sobre una parcela de aire como respuesta a la diferencia de densidades entre la propia parcela y su entorno (Doswell *et al.*, 1996; Doswell, 2001; Martín *et al.*, 2001). La convección aparece de diferentes formas en la atmósfera, aunque es la severa o la profunda la que se asocia a los fenómenos más dañinos para la sociedad: granizo, corrientes muy intensas de viento, tornados y/o lluvias fuertes.

2.2.1. Definiciones y tipos de convección

La clasificación de los diferentes tipos de convección aquí presentada se realizó a partir del uso del radar meteorológico (Marwitz, 1972a,b,c). De hecho, este instrumento tiene una gran utilidad para el análisis de tormentas, debido a su resolución espacial y temporal (Agarwal y Anagnostou, 2002).

Cabe decir que, las tormentas o elementos de convección profunda (Doswell utiliza este segundo nombre, ya que así engloba todo tipo de tormentas, tanto las que contienen truenos como las que no) no se encuentran de forma individualizada, si no que se agrupan, formando sistemas más complejos (Doswell *et al.*, 1996). Esto complica que se pueda considerar una tormenta de un tipo u otro cuando se encuentra formando parte de una estructura mayor, ya que los diferentes flujos de cada tormenta interactuarán con los de sus vecinas. Por otra parte, una misma tormenta puede pasar por diferentes tipos durante su ciclo de vida (Martín *et al.*, 2001).

Aunque se considera que existe convección cuando se producen movimientos verticales mucho menores, se dice que hay *convección profunda* cuando se cumple que en un a región existen corrientes ascendentes muy fuertes (superiores a los 10 m/s), con una extensión horizontal entre los 10 y los 100 km², y que se extienden verticalmente hasta la parte superior de la troposfera (Weisman y Klemp, 1986).

Para que se produzca el fenómeno de la convección en la atmósfera (en este medio, los movimientos más habituales se producen en el plano horizontal, hecho que se conoce como equilibrio hidrostático) es necesario que la flotabilidad sea no nula. En el caso de que sea positiva (negativa) existirán movimientos verticales ascendentes (descendentes). Para que esta

Capítulo 2: Estado del arte

flotabilidad sea no nula deben darse las siguientes condiciones (Doswell *et al.*, 1996; Doswell, 2001):

- 1) la existencia de inestabilidad condicional
- 2) la necesidad de que haya suficiente humedad para que alguna parcela de aire húmedo ascendente pueda llegar hasta su nivel de condensación así como a su nivel de convección libre (FLC)
- 3) la presencia de valores elevados de Energía Convectiva Potencialmente Disponible (que se conoce como CAPE, del inglés Convective Available Potential Energy), que es la energía necesaria para que una parcela de aire pueda ascender desde el Nivel de Convección Libre (FLC) hasta el Nivel de Equilibrio (EL).
- 4) La existencia de ciertos procesos para transportar la parcela hasta su citado FLC

Nubes de tipo convectivo. Para describir la formación de una nube convectiva se considera una corriente de aire ascendente originada en o cerca de la superficie, que se enfría adiabáticamente y tiene una cierta humedad (Hand, 1996). Esta corriente se empieza a condensar una vez llega al nivel de condensación por elevación, el cual suele situarse por debajo del *nivel de convección libre* (o base de la nube convectiva). Si la corriente ascendente se mantiene a mayor temperatura que su entorno continuará ascendiendo. Mientras la nube se forma se produce una distribución de partículas con tamaños suficientemente pequeños como para ser ascendidas por la corriente. Cuando ésta llega a la parte superior de la troposfera se ha enfriado de manera importante por expansión adiabática, mientras una pequeña cantidad de humedad se mantiene por una condensación posterior. En estos niveles superiores la densidad disminuye mientras la nube se expande horizontalmente (formando el ‘yunque’ de la tormenta), siendo posible la creación de pequeñas nubes por condensación cerca de la nube principal.

Las gotas que forman la precipitación abarcan un amplio espectro en lo que se refiere a tamaño, composición química y velocidad de caída (Porrà *et al.*, 1998; Cerro *et al.*, 1997). También los procesos que afectan a las gotas dentro de la nube son muy diversos: crecimiento, evaporación, fusión... La precipitación dentro de la nube se suele formar cerca de la zona intermedia de la nube, donde la densidad es más grande. Las gotas caerán hasta el suelo excepto en el caso que existan fuertes corrientes ascendentes, en las cuales las gotas siguen creciendo hasta que precipitan, comportando una disminución en el tamaño de la nube. Debido a la evaporación de la precipitación en niveles bajos es probable que se produzca lo que se llama “cold pool”, que no es otra cosa que una bolsa de aire frío, que se sitúa en la parte trasera de la célula (Romero *et al.*, 2001; Martín *et al.*, 2001). Esta bolsa fría tendrá una gran importancia como disparadora de nueva convección. Cabe señalar que no existe relación alguna entre este tipo de ‘gota fría’ y el que se refiere a una depresión cerrada en niveles medios y altos, coincidente con un mínimo de temperatura y que no se refleja en superficie (Llasat, 1991),

Capítulo 2: Estado del arte

expresión que tan mal está siendo utilizada por los medios de comunicación y que está siendo sustituida meteorológicamente por el término DANA (Martín, 2003). A continuación se presentan los diferentes tipos de organización de la convección.

Células simples. Se trata de una única corriente ascendente, que produce agua líquida y hielo, especialmente en ausencia de cizalladura vertical del viento (Martín *et al.*, 2001). Cuando las partículas son demasiado pesadas para ser soportadas por la corriente caen, creando una corriente descendente que, al mezclarse con el aire seco, provoca un enfriamiento evaporativo. Este crea una aceleración de la corriente descendente, la cual se difunde horizontalmente cerca de la superficie, produciendo un chorro conocido como frente de racha (Collier, 1989).

Su **ciclo de vida** tiene una duración de unos 30-50 minutos y se divide en tres fases:

- **Inicio o desarrollo:** en el cual la parcela de aire ascendente, que inicialmente se encuentra en un estado en el cual predomina la flotabilidad, llega hasta el máximo nivel de ascenso, conocido como el *nivel de equilibrio*, donde el peso de las partículas condensadas supera la fuerza de flotabilidad y empiezan a caer,
- **Madurez:** se inicia cuando empieza a observarse la precipitación. Las partículas de precipitación descendente forman una nueva corriente hacia abajo, destruyendo la ascendente. A medida que la corriente descendente se acerca a los niveles más bajos, provoca un proceso de evaporación, el cual acelera el movimiento descendente, hasta que llega a superficie, generando la cúpula de aire frío y el frente de racha
- **Disipación:** etapa en la cual únicamente predomina la corriente descendente y un penacho residual del cual se puede producir precipitación de tipo estratiforme.

El momento en el cual se dan las intensidades más fuertes de precipitación coincide con el estado final de madurez, aunque, debido a su brevedad, no suelen provocar valores acumulados muy importantes. En general, se trata de un tipo de convección poco habitual, ya que el entorno en la cual se desarrolla una célula aislada es propicio a que se desarrollen nuevas células (Doswell, 2001; Doswell *et al.*, 1996). En el caso de regiones áridas o semiáridas y entornos secos, se pueden dar en algunas ocasiones las llamadas tormentas secas, en las que la precipitación no llega al suelo.

A partir de las imágenes radar se puede apreciar el ciclo de vida (figura 2.4) de manera muy similar a la propuesta realizada anteriormente. Los primeros ecos que se detectan son observados en pantalla unos pocos minutos después de que ocurra visualmente y, normalmente, a ciertas alturas (Chisholm y Renick, 1972). Cuanto más alto se detectan los primeros ecos, más

Capítulo 2: Estado del arte

intensa será la corriente ascendente y, por lo tanto, más intensa será la convección. Debido a que se detectan en ambientes con cizalladura vertical débil o nula, estas células presentan ecos concéntricos situados sobre una vertical. Los máximos se irán trasladando hacia los niveles inferiores a medida que se va generando la precipitación, decreciendo en intensidad rápidamente.

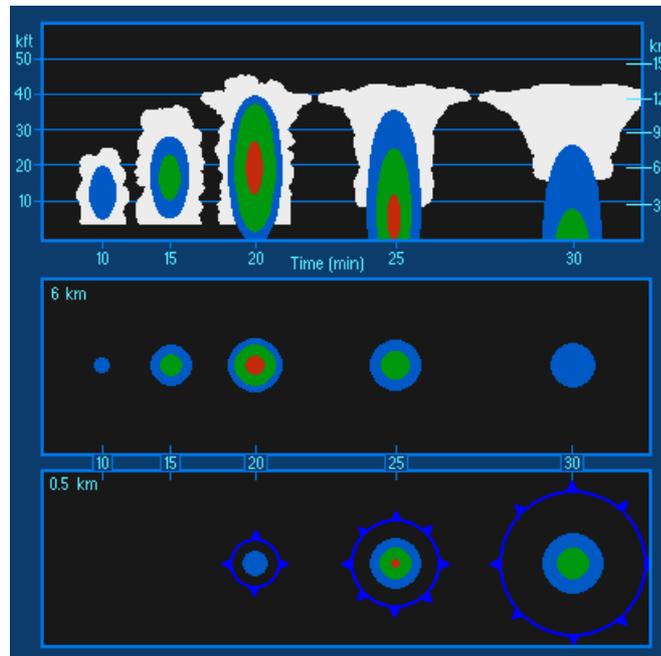


Figura 2.4. Ciclo de vida de una célula simple, desde el punto de vista del radar. Cortes verticales (arriba), cortes horizontales a una altura de 6 Km (centro), y superficie (abajo), con el frente de racha asociado. Procedente del módulo de COMET "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution"

Las células individuales no suelen producir tiempo severo, o como máximo, granizo de pequeñas dimensiones. Sin embargo, si la corriente descendente tiene intensidades suficientes puede provocar lo que se conoce como "downbursts" (o vientos fuertes verticales descendentes) que pueden provocar graves accidentes durante el aterrizaje o el despegue de aviones (Arús, 2001).

Tormentas multicelulares. Se trata de un conjunto de células 'sencillas', cuyos flujos salientes se combinan para formar un frente en chorro de mayor entidad que el de cualquier célula individual (figura 2.5). Las células no suelen encontrarse en el mismo estado dentro de su ciclo de vida, ya que la convergencia en la parte delantera de este frente puede disparar nuevas corrientes ascendentes, es decir, el desarrollo de nuevas células (Collier, 1989; Weisman y Klemp, 1986). En general se producen en entornos con cizalladura de viento moderados y

Capítulo 2: Estado del arte

bastante energía de flotabilidad positiva (Martín *et al.*, 2001). Suelen provocar (especialmente cuando se organizan en estructuras mayores, como Sistemas Convectivos Mesoescalares) las inundaciones súbitas, ya que suelen tener una eficiencia de precipitación mucho más elevada que en el caso de las tormentas supercelulares (Doswell *et al.*, 1996). Uno de los aspectos más interesantes es la notable organización que algunas de las tormentas pueden adquirir, apareciendo un flanco como el preferido para la formación de las nuevas células.

A nivel de la observación radar, resulta interesante la detección de una zona arqueada o abalconada, que está causada por la formación de una nueva célula (conocida como “*célula hija*”), próxima a la “*célula madre*” (o célula que en un momento dado es la que tiene mayor importancia y que suele encontrarse en estado de madurez). Justo debajo de esta región de valores altos de reflectividad aparece la zona de ecos débiles (BER), que también tiene una gran importancia a la hora de facilitar la clasificación de estas tormentas. Otro aspecto importante que distingue a este tipo de tormentas de las aisladas es el hecho que el frente de racha que se forma a partir de la célula madre inicial se ve reforzado por la formación de nuevas células, lo que implica que sus dimensiones son mucho mayores que en el caso de las células simples.

Por último, el fenómeno más frecuentemente asociado a este tipo de tormentas es el de las lluvias intensas, que puede comportar inundaciones si se da el caso de que tengan un movimiento casi estacionario o la realimentación produzca trenes de tormentas. Los fenómenos de tiempo severo son infrecuentes y, cuando se dan, tienen una corta duración (debido a que las células tienen un ciclo de vida breve).

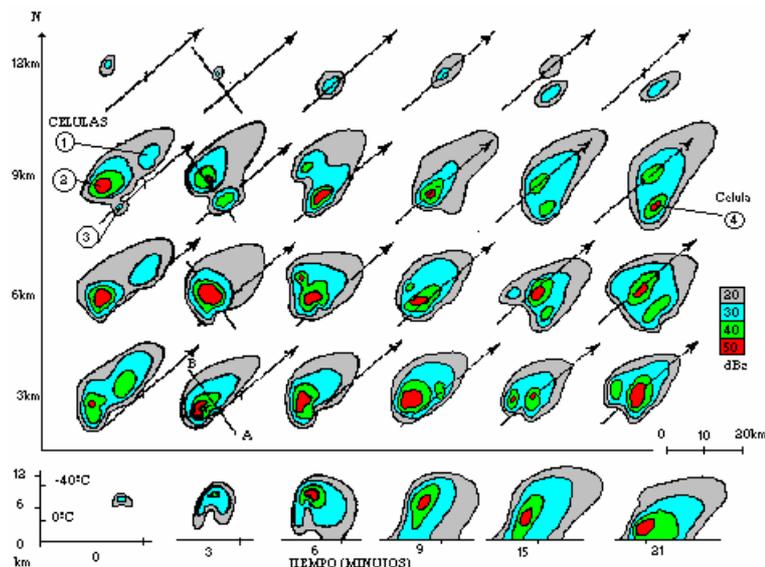


Figura 2.5. Ciclo de vida de una multicélula a través de varios PPI (procedente de Martín *et al.*, 2001)

Capítulo 2: Estado del arte

Tormentas supercelulares. Consisten en una única pareja de corrientes (ascendente y descendente), con un movimiento casi estacionario y una clara rotación (Doswell *et al.*, 1996; Martín *et al.*, 2001). El ciclo de vida de las supercélulas es de varias horas. Además, tienden a propagarse hacia la derecha de los vientos medios (pocas veces lo hace hacia la izquierda). En muchos casos están envueltas por sistemas multicelulares. En casos aislados pueden darse como un sistema "binario" de dos supercélulas acompañantes (Alberoni *et al.*, 2000). El hecho de que tengan un movimiento en rotación resulta significativo para su identificación mediante el radar Doppler. La aceleración de la corriente ascendente en este tipo de convección tiene dos componentes: la habitual en las otras formas simples de convección (simple y multicelular), conocida como flotabilidad, y otra más dinámica, debido a la interacción existente con su entorno, que puede tener una contribución ciertamente importante. Las supercélulas suelen desarrollarse en entornos con una gran cantidad de humedad en niveles bajos.

Las tormentas supercelulares están muy asociadas a los fenómenos de tiempo severo (debido a la gran intensidad de las ascenciones), siendo posible granizo de gran tamaño y la aparición de tornados. En general, los fenómenos tornádicos más intensos, superando el nivel F3 en la escala de Fujita, se producen en este tipo de convección (Doswell, 2001). Sin embargo, también es posible que se produzca una gran eficiencia de la precipitación, causando inundaciones.

A nivel de imagen radar (figura 2.6), apenas hay diferencias estructurales entre este tipo de tormentas y las multicelulares (se observa la zona de ecos débiles o la zona abalconada), aunque hay una mayor intensificación de los ecos durante su fase madura (a partir, aproximadamente, de la hora y media del inicio de la tormenta), provocando la aparición de una región de ecos débiles acotada, que tiene una forma de gancho muy característica, coincidente con la zona de mayor gradiente de reflectividad en el nivel inferior. Una segunda diferencia sería que en este caso no se detectan múltiples núcleos de reflectividad, correspondientes a las diversas células. Sin embargo, la manera más fácil de detectar una supercélula mediante el radar es a partir del modo Doppler (Burgess y Lemon, 1990): se detecta una zona con dos semicírculos con valores opuestos (en una parte positivos y la otra de negativos), indicativa del movimiento rotativo.

Existen tres tipos de supercélulas, según la cantidad de precipitación: de *baja precipitación*, de *alta precipitación* y *clásicas*. Las primeras se caracterizan por ser difícilmente detectables mediante el radar convencional al producir valores débiles de precipitación, además de no provocar fenómenos adversos muy destacados. Las de alta precipitación son fácilmente observables dentro del meso-ciclón, siendo posible la observación de la rotación de la precipitación. Finalmente, las supercélulas clásicas se encontrarían dentro del espectro entre los dos casos anteriores. Su propiedad más importante es que producen altas cantidades de precipitación, aunque no suelen ir asociadas a inundaciones repentinas.

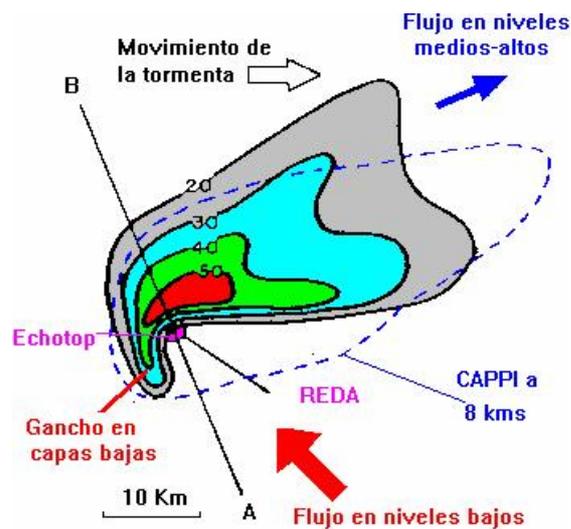


Figura 2.6. Estado de madurez de una supercélula visto desde diferentes CAPPIs (Martín et al., 2001)

2.2.2. Fenómenos asociados a la convección

La convección puede ser iniciada tanto por propiedades sinópticas como por la orografía (Collier, 1989), aunque para algunos autores, las estructuras provocadas en el último caso no pueden considerarse como convectivas (Doswell *et al.*, 1996). En el primer caso, la inestabilidad potencial necesaria para que se produzca el forzamiento vertical puede darse por el paso de un sistema frontal, desarrollándose la convección muy rápidamente. La línea de convección (que suele ser el factor más común de inicialización) tiene lugar a lo largo de frentes fríos activos, siendo los elementos convectivos una parte básica de la mayoría de sistemas frontales en latitudes medias.

Por el otro lado, la convección inducida por la topografía será debida a uno o más de los siguientes fenómenos: (a) el paso de aire inestable por encima de una superficie relativamente cálida, (b) la existencia de un viento térmico de tierra o una brisa marina, (c) la convergencia por fricción en las costas, (d) la desviación del aire debido a montañas o cabos costeros, (e) el ascenso forzado causado por el bloqueo del aire en niveles bajos o (f) la convergencia dentro de la capa límite causada por la orografía.

Para que se produzca la convección resulta indispensable una coherencia en diferentes escalas: a gran escala, a nivel mesoescalar y a escala de la tormenta. En el caso sinóptico, parece importante la presencia de una dorsal en 500 hPa cercana a la zona afectada por las inundaciones, que obliga a que inicialmente haya una inhibición de la convección (Maddox *et*

Capítulo 2: Estado del arte

al., 1979; Riosalido *et al.*, 1998). Esta supresión de la posibilidad de fenómenos convectivos es sólo aparente, ya que lo que provoca es una acumulación de ésta, que será disparada cuando desaparezca la ondulación.

En el caso de la escala meso, parece que los procesos fundamentales son los de provocar el ascenso necesario para que se inicie la convección. Esto puede ser problemático a la hora de realizar la previsión, ya que muchas veces resulta complicado localizar los mecanismos iniciadores. Por otra parte, otros procesos mesoescalares son posibles responsables de la propagación de las estructuras convectivas, así como de su organización e, incluso, en la formación de nueva convección (debido a la formación de rachas de viento de flujo saliente que actúan como elementos desestabilizantes).

A nivel de la tormenta existen otros procesos que pueden modificar las características del fenómeno convectivo. Así, el flujo saliente que aparece debido a la corriente descendente puede producir una flotabilidad negativa si resulta suficientemente frío (tanto si se debe a una evaporación potencial o a una baja eficiencia en la precipitación). Los fenómenos a esta escala son significativamente importantes, por el hecho de que la formación y disipación de células provocan el efecto de propagación, que es un elemento bastante importante en el movimiento de las grandes estructuras convectivas (y que dificulta de manera considerable su predicción).

A parte de la precipitación, comentada más adelante, los fenómenos asociados a la convección se presentan a continuación.

Tornados. El tornado es uno de los fenómenos más devastadores que se pueden encontrar en la naturaleza (Kessler, 1985; Doswell y Burgess, 1993). La detección de tornados es uno de los puntos de más interés en los EEUU, no en vano, el número de casos que se producen en ese país es muy elevado, significando un gran número de víctimas humanas. Además, se trata de uno de los fenómenos atmosféricos más desconocidos en cuanto a los procesos físicos que tienen lugar tanto para su formación como para el resto de su ciclo de vida, pese que en los últimos años se están produciendo importantes avances (gracias a la mejora de la resolución de los radares Doppler, el aumento de observaciones visuales con rigor científico, y la aplicación de modelos 3D detallados). Su definición básica es una columna de aire que presenta un movimiento de rotación muy violento, que cuelga de la base de un cumulonimbo, y que se observa a simple vista como un embudo o un tubo de nubes.

Desde el punto de vista del radar, la primera condición necesaria para poder identificar un tornado es el uso de las imágenes de un radar Doppler, ya que éste nos permite detectar el régimen de vientos característico de un mesociclón (Burgess y Lemon, 1990). Otros tipos de vientos locales fuertes también pueden ser identificados con este modo de funcionamiento del radar (Arús, 2001). De hecho, con un radar convencional no se dispone de suficiente resolución para poder identificar el tornado, por lo que la presencia de unos movimientos rotatorios muy

Capítulo 2: Estado del arte

fuertes es una condición necesaria pero no suficiente para poder identificar un tornado mediante el radar.

Pese a que al número de casos de tornados observados en el Mediterráneo Occidental y la Península Ibérica son bastante inferiores a los registrados en los EEUU, se han dado diferentes episodios bastante espectaculares: Esplugas de Francolí (Ramis *et al.*, 1997), Sigüenza (Martín *et al.*, 1995) o en las Balears (Gayá *et al.*, 1997).

Granizo. El habitual uso de radares que no tienen la posibilidad de trabajar en multi-longitud de onda o diferentes polarizaciones, ha hecho que las metodologías aplicadas a la detección de granizo se hayan simplificado de manera considerable (Collier, 1989). Un ejemplo es la simple ecuación definida por Waldvogel *et al.* (1979) como:

$$H_{45} > H_0 + 1.4$$

Ecuación 2.7. Ecuación de Waldvogel *et al.* (1979), para la identificación de granizo a partir del radar meteorológico. H_{45} es la altura máxima (en Km) en la que se alcanzan los 45 dBz, la cual debe superar en 1.4 Km la altura de la isocero (H_0), para que se pueda dar la condición de granizo.

Pese a que el número de aciertos es muy elevado, este método produce muchas falsas alarmas, hecho que dificulta su operatividad. Otras metodologías aplicadas son la densidad de VIL (cantidad de líquido verticalmente integrado en una columna), VIL del día o la Probabilidad de Observación de Granizo Severo (San Ambrosio, 2001). Aunque sea una de las características más fácilmente identificable y predecible dentro de las propiedades de una tormenta (Burgess y Lemon, 1990), ya que los elevados índices de reflectividad indican normalmente su presencia, no resulta fácil establecer una relación matemática entre el valor de esta medida y el tamaño de la piedra caída, ya que no son estrictamente proporcionales. En España cabe destacar los trabajos realizados para validar y adaptar diferentes algoritmos sobre granizo a partir del radar (Sánchez *et al.*, 1996, Sánchez *et al.*, 2001).

Rayos. Los relámpagos aparecen como una forma de aliviar la carga eléctrica que aparece dentro de un gran número de tormentas. De hecho, se ha calculado que un rayo normal lleva una carga eléctrica de unos 20 C a través de un potencial de 10^8 V, siendo la energía total producida por una célula simple de unos 10^9 - 10^{10} J (Kessler, 1985; Doswell, 2001). Aunque el número de estudios realizados sobre este fenómeno ha aumentado considerablemente en los últimos años, el mecanismo de carga de las nubes continua siendo difícilmente explicable, aunque existen ciertas hipótesis. Lo que parece claro es que la actividad eléctrica de una tormenta estará asociada claramente a cuan profunda sea la convección desarrollada, ya que

Capítulo 2: Estado del arte

existen células convectivas que podrán producir grandes cantidades de precipitación, siendo el número de descargas asociadas poco apreciable (Martín *et al.*, 2001).

El proceso de formación de los rayos dentro de una estructura convectiva depende de diferentes factores, hecho que dificulta mucho la obtención de información sobre los efectos de tiempo severo que pueda producir la tormenta a partir única y exclusivamente de las imágenes de descargas eléctricas. En primer lugar, es necesario que se produzcan corrientes ascendentes muy fuertes, para conseguir que la masa de aire ascienda hasta niveles elevados. Esto provocará que dicha parcela de aire llegara a alturas con temperaturas tales que permitan la generación de cristales de hielo y gotas subfundidas. Al existir un incremento de número de partículas, se producirá un mayor número de choques entre ellas y, por lo tanto, su tamaño crecerá por colisión.

El siguiente proceso necesario para que se de la electrificación de la tormenta será la generación y separación de las cargas eléctricas. Para este paso es necesario retroceder al anterior, ya que las colisiones entre las pequeñas partículas de agua en estado sólido, que es posible encontrar en estructuras convectivas ricas de agua subfundida, constituyen el elemento fundamental en el proceso considerado de formación y división de cargas. Por lo tanto, la presencia de hielo en la nube será fundamental para que ésta se electrifique. Por lo tanto, aunque en ciertos casos no se de granizo, será posible la actividad eléctrica si se da el caso de que existan en niveles medios-altos pequeños cristales de hielo. El mayor problema en la investigación actual estriba en conocer el momento, el lugar y el proceso exacto de formación de las cargas de hielo.

Se pueden distinguir dos tipos de rayos, los que van de tierra a nube o los que se mueven de nube a nube. Existen algunas redes para la detección de los rayos (Carretero y Martín, 2001), que sirven como un claro complemento a otro tipo de información, especialmente de sensores remotos (radar o satélite). El uso de estas redes ha permitido en EEUU conocer que la asociación entre granizo de gran tamaño y el número de rayos no está todavía muy claro aunque sí se ha verificado que a mayor intensidad de la granizada si existe una mayor actividad eléctrica.

En la Península Ibérica y alrededores se han realizado algunos estudios para épocas concretas o zonas determinadas, pero todavía no existe un trabajo sistemático sobre esta fenomenología (Martín, 1999; Álvarez, 1999; Terradellas, 1997). El resultado que parece evidente es el predominio de actividad eléctrica en zonas de montaña, siendo especialmente dominante la zona del NE peninsular, sobre todo en verano.

2.2.4. Identificación de estructuras convectivas a partir del uso del radar

Estado del arte sobre algoritmos utilizados para la identificación de la convección. La identificación de la convección a partir del radar se centra principalmente en dos aspectos: uno más meteorológico, en el que se intentan detectar células convectivas que puedan resultar potencialmente peligrosas, y la parte más hidrometeorológica, en la cual se pretende caracterizar el tipo de precipitación identificada, en vistas a mejorar cuantitativamente el campo pluviométrico obtenido a partir del radar.

Collier (1989) presenta la siguiente clasificación de los diferentes tipos de algoritmos aplicados para identificar la convección:

- **Contorno de reflectividad:** se trata del método más simple conceptualmente, y también de más fácil aplicación. Se basa en el uso de uno o más umbrales de reflectividad para describir completamente una zona de ecos. La gran mayoría de métodos actuales se basan en estas técnicas.
- **Análisis de Fourier:** el contorno de una zona definida digitalmente puede ser derivada a partir de una expansión de series de Fourier. Pese a ser más preciso, la dificultad a la hora de realizar los cálculos complican su utilización respecto a la técnica anterior.
- **Distribución normal bivariada:** tiene una gran utilidad para procesos aplicados en 3D.
- **Clustering:** resulta muy eficaz a la hora de casos en los cuales dos o más estructuras están muy próximas. La técnica del clustering aísla los datos en categorías homogéneas. La mayor dificultad se halla en la definición inicial de las agrupaciones y en determinar el número verdadero de clusters.
- **Significancia del eco:** se utiliza con el objetivo de reducción del tiempo de computación, considerando solamente algunos ecos, aquellos más significativos. Aunque el tamaño de la célula es el factor más importante, existen otros como la intensidad, la forma, la altura, el movimiento, los cambios rápidos en intensidad, forma y tamaño, etc.
- **Estructura del eco según el tipo de precipitación:** la estructura estadística de una zona de lluvia observada mediante radar viene dada por un análisis de un conjunto cuadrado de elementos de datos radar, las cuales categorizan la relación entre los subconjuntos de elementos. Existe un método para identificar el tipo de lluvia a partir de la correlación espacio-temporal entre los elementos de los datos que se encuentran sobre el eje de un frente.

El ciclo de vida de células convectivas desde el punto de vista del radar a nivel experimental. Los avances realizados en la identificación de células convectivas a partir del uso del radar meteorológico en la década de los 90 ha facilitado el conocimiento de éstas en cuanto a su ciclo de vida. Entre los aspectos analizados más destacables se encuentran la duración, el tamaño o la reflectividad. Si bien los algoritmos utilizados son diferentes (por ejemplo, el SCIT o el TITAN), los resultados a los que se llega en general son similares. Es decir, suelen tener una duración mayor aquellas células que se hallan ubicadas dentro de estructuras más complejas (superando con facilidad los 30 minutos e incluso llegando a las 2 horas o más, en casos extremos) que las que tienen un carácter individual (difícilmente exceden los 30 minutos).

En el caso de los trabajos realizados por Henry (1993) utilizando el algoritmo TITAN se obtuvo que existía una cierta relación entre la duración de las tormentas simples y el volumen y la máxima reflectividad de las mismas. Es decir, cuanto mayor era el valor de los citados parámetros mayor era la duración de las células.

Sin embargo, a partir de los resultados obtenidos por MacKeen *et al.* (1999), parece bastante evidente que la utilización de un único parámetro que caracteriza a una célula convectiva no produce unos resultados muy satisfactorios. En dicho trabajo se analizaron 16 parámetros (Reflectividad máxima, VIL, volumen, masa, área...) sin obtener para ninguno de ellos una correlación con el ciclo de vida superior al 0.36 (correspondiente a la reflectividad máxima), siendo dicho valor muy bajo para otros parámetros (-0.01 para parámetros relacionados con el granizo, exceptuando el VIL, e inferiores al 0.15 para aquellos asociados con las alturas de las bases de la célula). Además, cabe citar que la correlación múltiple de todos los parámetros con el ciclo de vida sí mostró un valor más aceptable: 0.43. En este caso, el modelo para detectar las células convectivas fue el del SCIT (Storm Cell Identification and Tracking Algorithm), obteniéndose características de los ciclos de vida de las células muy similares a los de otros estudios previos.

2.2.5. Nowcasting o predicción a muy corto plazo

Según Conway (1999) y Collier (1989), se considera como '**nowcasting**' a la predicción de un determinado fenómeno (en este caso meteorológico, y más concretamente un fenómeno de tipo convectivo) con detalle local en un período de pocas horas. Para realizar tal tipo de proceso se aplican diferentes tipos de instrumentos matemáticos y meteorológicos, como pueden ser los modelos numéricos (de mesoescala o unidimensionales), la extrapolación lineal (el método más utilizado), los modelos conceptuales, las técnicas estadísticas, los sistemas expertos y de decisión o varios de ellos combinados. A continuación se presentan algunos ejemplos de metodologías de algoritmos de nowcasting.

Capítulo 2: Estado del arte

Para realizar la predicción del movimiento (o de otra característica) es habitual realizar previamente un seguimiento (o **tracking**) de las estructuras de ecos de radar. Este se realiza a partir de una conexión o correlación entre estructuras de imágenes consecutivas en el tiempo. Una vez se ha podido establecer el movimiento previo es posible realizar predicciones a muy corto plazo (o **nowcasting**). A continuación se presentan algunos de los modelos típicos de seguimiento y predicción del ciclo de vida de una estructura convectiva.

Una primera aproximación al movimiento de los ecos radar (o estructuras convectivas) es a partir de la búsqueda de **relaciones entre el movimiento del eco y la velocidad del viento**. Un ejemplo es el uso del viento a 700 hPa para advectar zonas de ecos, observándose un progreso frente a las predicciones realizadas por persistencia, mientras que no resultan tan aceptables como las realizadas a través de la conexión con imágenes previas. Aunque resulta difícil asociar a una estructura convectiva el viento en un determinado nivel, se han obtenido algunos buenos resultados para estructuras intensas asociando su movimiento al chorro en niveles bajos. Un factor que puede ser muy importante a la hora de conocer el movimiento de una estructura es saber que tipos de procesos predominan (Martín *et al.*, 2001): sinópticos o de traslación, o bien de propagación, es decir, más mesoescalar. Además, se puede intentar aplicar modelos de movimientos (p.e. girar un cierto ángulo respecto al viento medio en algún nivel, como es el caso del STAP para células no identificadas anteriormente y que presenten convección profunda). Otros niveles que pueden analizarse son el viento medio donde se desarrollan los ecos o bien el viento medio de la capa entre superficie y el nivel de 6 Km o bien de 500 mb.

Uno de los métodos más habituales en el *tracking* y *nowcasting* de estructuras convectivas es a partir de los **centroides de las estructuras**. Se trata de un método que tiene un buen funcionamiento en el caso de estructuras bien aisladas, pero que puede dar errores significativos cuando se trata de estructuras más complejas. Normalmente, se imponen condiciones al movimiento, como puede ser que los ecos no superen velocidades superiores a un cierto umbral. Para realizar la predicción del movimiento futuro es habitual utilizar el ajuste de los mínimos cuadrados, a partir de las posiciones de los centroides en el pasado (Johnson *et al.*, 1998; Circe y Martín, 2003).

Otro proceso bastante común es el de la **correlación cruzada**, el cual es aplicable tanto a partes concretas de la imagen como a todo su conjunto. Este método considera la forma de la estructura que está siguiendo y presenta menos errores a la hora de asociar estructuras de imágenes diferentes. El mayor problema es que habitualmente se aplica solamente para un valor de reflectividad.

Finalmente, existen otros métodos más complejos, como puede ser el uso de **análisis de Fourier** y **picos de los armónicos**, la combinación de un modelo con la experiencia de un predictor (el cual debe poder modificar la propuesta realizada por el modelo, a partir del

seguimiento en tiempo real de la situación), la interacción de algoritmos que utilizan técnicas diferentes o el desarrollo de técnicas no-lineales (que empiezan a ser habituales en algunos modelos de nowcasting), las cuales parecen mejorar los resultados, aunque continúan existiendo problemas a la hora de predecir el desarrollo o la disipación de las estructuras convectivas.

2.3. Sistemas convectivos mesoescalares

Los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) son las estructuras convectivas de precipitación que se asocian más comúnmente a inundaciones en regiones de latitudes medias (Doswell et al., 1996; Gray y Marshall, 1998; Schiesser et al., 1995). En el presente trabajo, uno de los objetivos más importantes es conocer las características de los SCM que afectan a la región de estudio, así como su relación con los episodios de lluvias fuertes.

2.3.1. Características generales de los SCM

Existen diferentes climatologías realizadas para Sistemas Convectivos Mesoescalares, desarrolladas en diferentes regiones del planeta (p.e. el Mediterráneo Occidental, los Estados Unidos, la región del Caribe, el Océano Pacífico...), y mediante el uso de satélite (Gray y Marshall, 1998; Riosalido, 1997; Purdom, 1999; Maddox *et al.*, 1982; Velasco y Fritsch, 1987; Miller y Fritsch, 1991). El aspecto más relevante es que no existen unos umbrales comunes para el área y la temperatura (parámetros utilizados para realizar la identificación) en los citados análisis. Para latitudes medias se considera como SCM a partir de la imagen IR del satélite a una región de más de 50.000 km² con temperaturas inferiores a los -52 °C y de 100.000 km² para temperaturas por debajo de los -32°C (Maddox, 1980; Bartels *et al.*, 1984; Fritsch *et al.*, 1986). Debido a que en los países Europeos y mediterráneos es difícilmente detectable una estructura de tales dimensiones, se considera que la extensión necesaria, para el umbral de -52°C, es de 10.000 km² (Riosalido *et al.*, 1998).

Otro tipo de definición de SCM, que no hace referencia a la temperatura de la cima de las nubes, si no a su extensión es la de Houze (1993), que presenta al SCM como una estructura nubosa que incluye zonas convectivas, las cuales contribuyen a la formación de una región de precipitación común del orden de 100 Km, o más, en al menos una dirección. Esta definición presenta la ventaja que es más general y puede aplicarse tanto a radar como a satélite.

Capítulo 2: Estado del arte

Dentro del espectro de las estructuras convectivas, los SCM podrían considerarse como grandes estructuras multicelulares, de duración generalmente superior al ciclo de vida de éstas (pudiendo llegar a superar las 24 horas). Sus características dinámicas presentan aspectos únicos comparando con el resto de estructuras convectivas, destacando:

- La existencia de dos partes bien diferenciadas, una **convectiva** y otra asociada a estructuras nubosas de aspecto más **estratiforme**
- Las circulaciones asociadas a un SCM pueden provocar alteraciones no solamente en el entorno en que se forman, sino a nivel de macroescala
- Es habitual la existencia de un **microfrente de racha** común a todas las células convectivas (especialmente cuando existe una organización lineal), en el cual suelen desarrollarse nuevas células.

El ciclo de vida de un SCM se divide en tres estados (desarrollo, madurez y disipación). Pese a que es más habitual la presentación del ciclo a partir del satélite, se presenta aquí visto por el radar, es decir, viendo las características en superficie (figura 2.7). Los estados son:

1. **Desarrollo:** es aquella en la que predominan los desarrollos convectivos fuertes, mientras que la parte estratiforme apenas es apreciable
2. **Madurez:** se inicia el declive de los toques más fríos, desarrollándose un movimiento ascendente de mesoescala en los niveles medios, el cual contribuye a que se produzca un mayor desarrollo de la nubosidad estratiforme con toques más cálidos en las imágenes de satélite
3. **Disipación:** la característica más importante es el decaimiento de la convección activa, mientras que el yunque estratiforme (formado por la unión de los yunques de las células individuales) puede mantenerse más tiempo

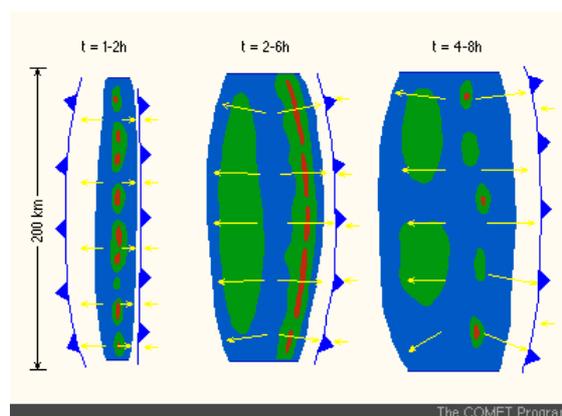


Figura 2.7. Ciclo de vida de un SCM, desde el punto de vista del radar. Desarrollo (izquierda), madurez (centro) y disipación (derecha). Procedente del módulo de COMET "Anticipating Convective Storm Structure and Evolution"

Probablemente, los SCM más interesantes sean aquellos conocidos como **casi-estacionarios** (Martín *et al.*, 2001; Chappell, 1986; Doswell *et al.*, 1996). Estos tienen un gran interés para el predictor, ya que son los causantes más habituales de las lluvias fuertes e inundaciones. Este tipo de sistemas se compone, habitualmente, de varias células individuales, sin la necesidad de que todas se encuentren en el mismo estado del ciclo de vida. Las trayectorias de estas células individuales se repiten frecuentemente sobre una misma región (**tren convectivo**), hecho que implica la repetición en un breve instante de tiempo de las lluvias intensas sobre esta zona y las consecuentes inundaciones.

Las condiciones de casi-estacionariedad son causa de una simultaneidad de efectos en diferentes escalas meteorológicas en un período de pocas horas. Los procesos necesarios son de naturaleza dinámica, termodinámica y microfísica. El desarrollo de SCM cercanos a la estacionariedad depende especialmente de:

- las características del ambiente sinóptico: determina el tipo y la intensidad de las estructuras individuales que formen el sistema tempestuoso.
- la naturaleza del forzamiento (también a gran escala): determina el tipo de configuración mesoescalar que adoptará la convección.
- la localización y las intensidades de formación y disipación de las células.

2.3.2. Estudios previos en la región

Los trabajos realizados por el STAP del INM como campañas de estudios de los SCM en la Península Ibérica y el Mar Mediterráneo a partir de imágenes de satélite constituyen un auténtico referente en esta materia en el Mediterráneo Occidental (Riosalido, 1997; Martín *et al.*, 1998; Riosalido *et al.*, 1999; Riosalido *et al.*, 1998; San Ambrosio *et al.*, 2000), que puede ser complementado con los trabajos de Cana *et al.*, (1999), Jansà *et al.*, (1996), Sanchez *et al.*, (2001) o Llasat *et al.*, (1999).

Algunas de las características de los SCM presentados por Riosalido (1997) muestran como la velocidad, la duración y el recorrido medios fueron de unos 50 km/h, unas 8 horas y aproximadamente 380 km., respectivamente. Esto hace que muchos de los SCM no puedan ser analizados con un único radar, por lo que se sugiere para futuros trabajos el uso de una red de radares. Los análisis realizados en el aspecto de identificación, seguimiento y predicción del movimiento de los SCM a partir de imágenes de satélite fueron el paso previo a los desarrollos realizados para estructuras identificadas con el radar. La gran mayoría de los SCM identificados en los trabajos del STAP afectan a la región mediterránea española, siendo especialmente denso

el espacio del mar Balear y sus alrededores (figura 2.8), predominando las orientaciones SO-NE, S-N, y O-E.

Otro trabajo realizado sobre SCM y que afecta a la zona de estudio es el de Codina *et al.* (1997), el cual está más orientado hacia la predicción de la precipitación producida por un sistema durante un episodio, a partir de la modelización. Existen otros trabajos referentes a la modelización de la dinámica de los SCM, en los que se presentan las posibles organizaciones de la convección según exista un mayor o menor grado de flotabilidad, cizalladura vertical débil o fuerte, y la interacción entre estos procesos y el frente de racha de la estructura (Skamarock *et al.*, 1994; Schmidt, 1991; Weisman, 1992; Weisman y Przybylinski, 1998; Fovell y Ogura, 1988; Parker *et al.*, 2001). Además, se presentan diferentes tipos de configuraciones de los modelos de los flujos entrantes y salientes que se generan a diferentes niveles de la atmósfera.

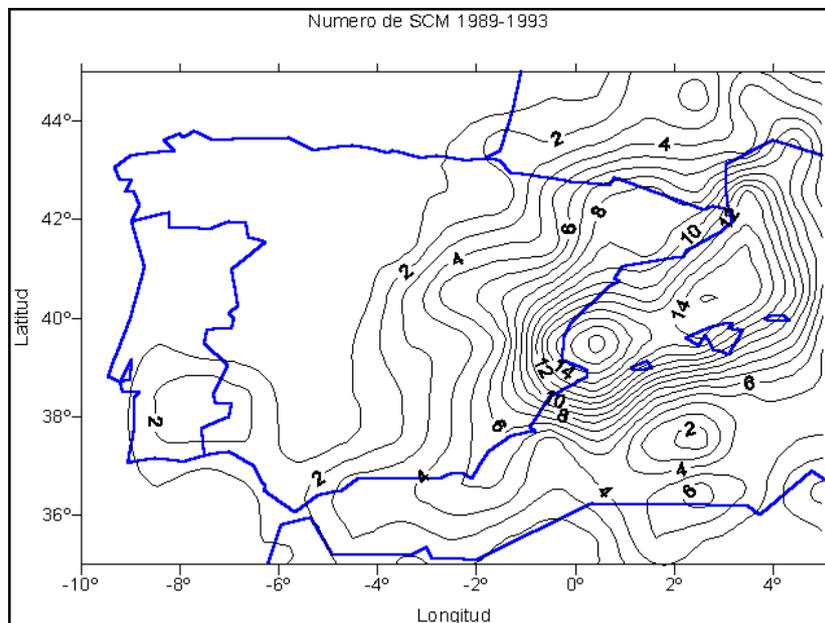


Figura 2.8. Número de SCM para el período 1989-1993. (Fuente: Riosalido *et al.*, 1998)

2.3.3. Tipos de clasificaciones de SCM desde el punto de vista del radar

Existen tres tipos de clasificación básicas desde el punto de vista del radar: según la **simetría** de la parte convectiva, según la **posición de la parte estratiforme** de la precipitación y, finalmente, según el **grado de organización**.

La primera clasificación está centrada en la parte convectiva de los SCM, si tiene una organización lineal (lo que se conoce como línea de turbonada). En el caso de que sea así, se analiza el grado de simetría que presenta (Houze *et al.*, 1990; Martín *et al.*, 2001).

Se define un SCM de tipo **simétrico** cuando el borde delantero convectivo y la zona trasera de precipitación estratiforme son simétricas respecto al eje normal que pasa por el punto medio de la línea convectiva. Este tipo de estructuras presenta una línea en flanco bien definida, ligeramente curvada en la parte central, que es donde se encuentra la actividad convectiva máxima. Los estudios realizados por el STAP muestran que este tipo de organización es poco habitual en nuestra región.

Por el contrario, una estructura **asimétrica** es aquella que en la cual el eje de simetría no está bien definido. El patrón general de estas estructuras presenta un flanco más activo, en el cual se recoge la mayor parte de la inestabilidad atmosférica.

La segunda clasificación se basa en la organización del SCM según la posición de la parte estratiforme en relación con el movimiento general del sistema (Parker y Johnson, 2000; Schiesser *et al.*, 1995). Las tres clases son **trasera** (la línea convectiva se sitúa por delante de la parte estratiforme), **delantera** o **sin zona estratiforme**. Esta última categoría también engloba, según el tipo de estudio, SCM para los cuales la parte estratiforme se encuentra en un flanco de la línea convectiva. Esta clasificación será la de referencia en este trabajo.

Finalmente, se presenta una clasificación referente a la organización de la convección dentro del SCM. Se divide en: **complejo celular radar aislado** (grupo de células formado sin organización aparente, y separadas entre ellas, sin existir estructura en línea en su fase madura), **línea** (de turbonada) **rota** (dos o más células agrupadas en línea pero sin existir una conexión absoluta entre ellas), y **línea continua** (similar al caso anterior pero con una clara interrelación entre las células).

2.4. Precipitación convectiva

Existen diferentes maneras de definir la *precipitación convectiva*. Actualmente una de las definiciones más generalizada considera como precipitación convectiva aquella que se deriva de aquellas nubes con corrientes ascendentes cuya magnitud es de 1 a 2 órdenes superior a los ascensos forzados extensos que producen la nubosidad que da lugar a la precipitación estratiforme (Houze, 1997). Las diferentes formas de considerar la precipitación convectiva se deben especialmente a los puntos de vista del científico (se podría dividir especialmente entre meteorólogos e hidro-meteorólogos) y, además, de los instrumentos utilizados para observarla

(observación visual, pluviómetros, radar o satélite). Otro factor que puede influir en las diferencias entre definiciones puede ser la región considerada en cada caso.

2.4.1. Tipos de precipitación

Debido a los diferentes tipos de movimientos atmosféricos (verticales y horizontales) y a las características de las masas de aire e, incluso, a otros factores (como puede ser la orografía), los tipos de precipitación son muy variados, yendo desde la precipitación líquida con intensidades bajas de precipitación (según el **Glosario Hidrológico Internacional de la UNESCO**, se define como *intensidad de precipitación* a la “cantidad de precipitación recogida en un intervalo unitario de tiempo”), hasta la precipitación en forma sólida.

Cuando hablamos de precipitación en forma líquida, es interesante considerar un parámetro que da cuenta de cuan intensa puede llegar a ser la precipitación en relación con el entorno meteorológico existente (Doswell *et al.*, 1996; Showalter, 1945): la *eficiencia de precipitación*. Aunque ciertamente no tiene, al menos por ahora, una clara aplicación dentro de la operatividad meteorológica, es un parámetro que sí debe tener en mente el predictor a la hora de realizar su análisis de las estructuras de precipitación identificadas. Aquí se presentan los tipos de precipitación: convectiva, estratiforme (en dos variantes) y orográfica.

Precipitación convectiva. El uso del radar para analizar el campo de precipitación ha supuesto un gran avance para conocer de forma más precisa su distribución espacial horizontal, además de la vertical y la temporal (Sánchez-Diezma, 2001; Collier, 1989). Uno de los puntos de discusión más interesantes que ha producido esta mejora en nuestro conocimiento ha sido el hecho de poder clasificar como “convectiva” a aquella precipitación procedente de estructuras convectivas pero que tiene una distribución espacial y temporal mucho más acorde con lo que llamamos precipitación “estratiforme”, por lo que consecuentemente sería calificada como tal a partir de las medidas en tierra.

La precipitación convectiva suele caracterizarse por los siguientes aspectos:

- Una precipitación intermitente (Kessler, 1985), tanto en el espacio (los valores pueden tener diferencias del orden de varios mm min^{-1} en pocos kilómetros) como en el tiempo (en un mismo punto la diferencia de la intensidad de precipitación puede ser del mismo orden que en el espacio, con pocos minutos de diferencia). A partir de la imagen radar, se puede apreciar un claro gradiente espacial horizontal, que también se observa si analizamos evoluciones temporales de la reflectividad sobre un mismo punto (Steiner *et al.*, 1995).

Capítulo 2: Estado del arte

- Las intensidades de precipitación pueden llegar a ser muy elevadas (como, por ejemplo, el máximo identificado en Barcelona con más de 8 mm min^{-1} , equivalentes a unos 586 mm h^{-1} , descritos por Llasat y Puigcerver, 1997).
- Debido a las corrientes ascendentes, la fuente de precipitación observada con el radar suele situarse en niveles medios-altos (la altura variará con la intensidad de la corriente ascendente), observándose en la vertical, al menos durante un periodo de tiempo más o menos largo, una columna de reflectividad más o menos elevada. Esta columna vertical, si no existe interacción de la cizalladura con el frente de racha o la corriente ascendente, se irá desplomando hasta detectarse únicamente en los niveles inferiores de las imágenes del radar (Martín *et al.*, 2001).

Precipitación estratiforme. En este apartado se citarán algunas propiedades de las estructuras que dan lugar a la precipitación estratiforme, ya que existen varios tipos de nubes que producen este tipo de precipitación (Lowell, 1945).

En primer lugar se encuentran las nubes formadas por gotas supercongeladas, que se sitúan por encima del nivel de congelación. En el caso que se encuentre por debajo del nivel de los $0 \text{ }^\circ\text{C}$ la nube estará formada por gotas en estado líquido. En ambos casos se generará precipitación muy débil, o llovizna. Sin embargo, sólo en el segundo caso la precipitación alcanzará el suelo, ya que para el primer tipo la lluvia se evaporará antes de llegar a la superficie.

Los **altostratus** suelen ser estructuras formadas por hielo que se expande desde niveles muy elevados de la troposfera hasta por debajo de la isoterma de los $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Es habitual la existencia de algunos **fractostratus** por debajo de él, los cuales contienen gotas en estado líquido. De la parte superior de la nube situada en el extremo (figura 2.9) precipitan pequeños cristales de hielo, aunque debido a sus escasas dimensiones no llegan a la superficie, evaporándose por el camino. De la región de mayor espesor sí precipitan cristales de hielo de dimensiones considerables, que pueden alcanzar la parte inferior de la nube, formada por gotas supercongeladas. En este punto se produce la sublimación de las partículas de agua, hecho que produce su rápido crecimiento hasta formar copos de nieve granulada, los cuales caen a mayor velocidad que los cristales de hielo. A partir del momento en el cual descienden por debajo del nivel de congelación se inicia la fusión de las partículas, creándose grandes gotas de agua que, unidas a la llovizna de la parte superior de la nube, producen precipitación moderada.

Los **altocumulus** están formados por gotas de agua supercongelada y suelen encontrarse habitualmente por encima de los altostratus. Su formación se debe a la continua caída de cristales de hielo de la parte superior del altostratus que agotan la existencia de núcleos de sublimación. Cuando deja de dominar la sublimación, se inicia unos procesos condensantes

Capítulo 2: Estado del arte

en los núcleos, disponibles siempre en un número suficiente. El grosor de este tipo de nubes no suele exceder los 300 m, aunque a veces puede llegar a alcanzar los 1000 m.

Las mayores diferencias existentes entre precipitación convectiva y estratiforme, dentro de lo que se refiere a aspectos de la microfísica, (Steiner *et al.*, 1995; Houze, 1997) se deben a:

- El **orden de magnitud de los movimientos verticales** en el interior de las nubes
- La **escala temporal** en los **procesos microfísicos** de crecimiento de las gotas de agua que forman la precipitación

En referencia al primer punto, una de las condiciones más determinantes a la hora de definir la precipitación estratiforme es que debe satisfacer que los movimientos verticales del aire sean bastante inferiores a la velocidad terminal de caída de las partículas de nieve (que, en general, es de entre 1 y 3 ms^{-1}). Por este motivo, las partículas de hielo que se encuentran en la parte superior de la nube se ven obligadas a caer, sin tener la posibilidad de ascender o mantenerse suspendidas, como ocurre con la precipitación convectiva. Por lo tanto, los únicos procesos de crecimiento se realizan al caer, y son el de agregación y de “*riming*” (Sánchez-Diezma, 2001).

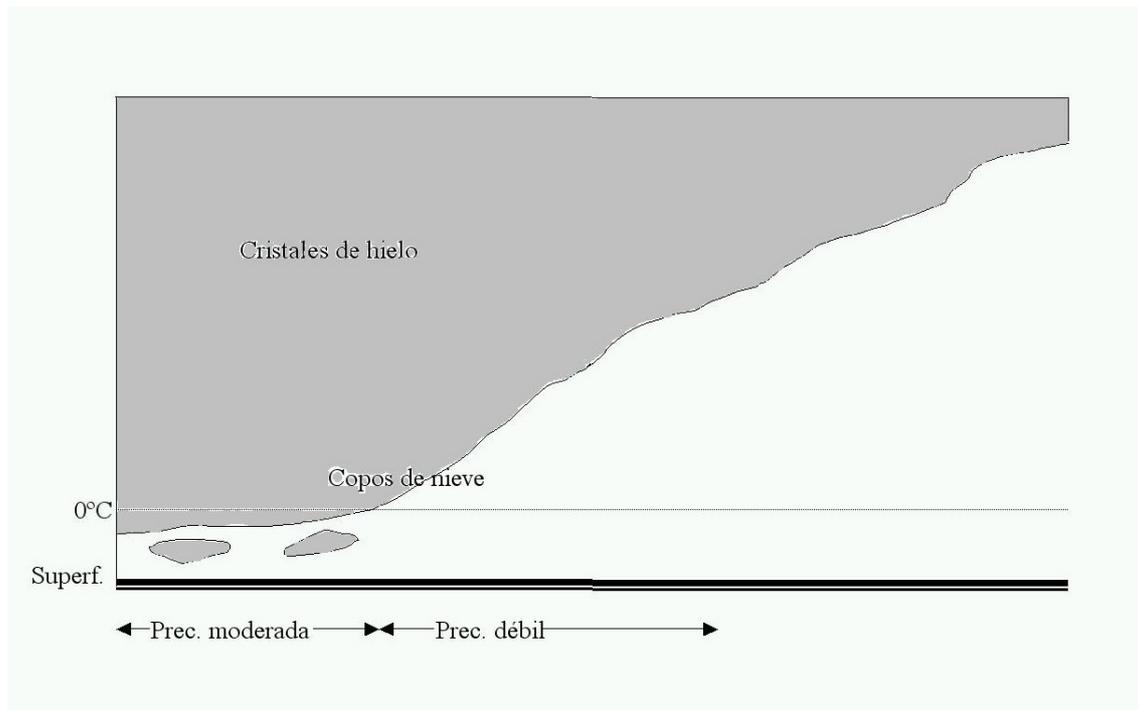


Figura 2.9. Estructura de una nube de tipo estratiforme (adaptado de Lowell, 1945)

Los procesos de crecimiento de las gotas de precipitación estratiforme anteriormente citados suelen formarse cerca del nivel de 0°C , dentro de una capa que va de los 2,5 Km por encima de ese nivel y los 0,5 Km por debajo, en lo que se conoce, en su parte inferior, como

Capítulo 2: Estado del arte

Banda Brillante (“Bright Band”, a partir de ahora BB). Este es el fenómeno que, mediante el radar meteorológico, permite identificar de forma más precisa este tipo de precipitación. Sin embargo, no siempre es posible identificar la BB, especialmente cuando la distancia al radar es considerable (debido a la falta de resolución del haz radar), hecho que dificulta el trabajo de clasificación de la precipitación estratiforme.

Otro hecho que favorece la correcta identificación de la BB es que la precipitación estratiforme esté en su estado de desarrollo más óptimo. Esto implica que si se encuentra en la etapa inicial o en la final no será posible identificar la BB. Tampoco será posible en el caso que se produzca una intermitencia de precipitación estratiforme y convectiva.

Debido a las características del radar meteorológico y de las partículas de fusión se produce la banda brillante (BB), cuya reflectividad está acentuada en un pequeño estrato centrado justo debajo del nivel de 0°C. Las características que producen la BB son:

- Las partículas fundidas en estos casos son muy grandes debido a la agregación de una gran cantidad de cristales de hielo. Además, la reflectividad es proporcional a la sexta potencia del tamaño de las partículas.
- El nivel de refracción de los copos de nieve fundiéndose es 5 veces superior al del hielo que no se funde
- Las partículas de hielo al fundirse incrementan su velocidad unas 5 veces, abandonando la capa de fusión rápidamente y presentando una clara divergencia vertical

Por lo tanto, la identificación de la BB es una forma simple para determinar la presencia de precipitación estratiforme mediante el uso del radar meteorológico. Sin embargo, debido a que la resolución vertical de los radares no es suficientemente fina, la BB no se detecta siempre, aunque su ausencia en los perfiles verticales no implica que no se trate de precipitación de tipo “estratiforme”.

A nivel de superficie, es decir, a nivel de pluviómetro, la precipitación de tipo estratiforme tiene unas características bastante diferentes a las de la convectiva:

- Una mayor duración temporal, al menos de forma más continuada, sin interrupciones bruscas en los registros
- Unos valores más constantes a nivel espacial, hecho que produce una mayor uniformidad en el campo de precipitación, sin la existencia de gradientes marcados
- Intensidades de precipitación inferiores a los de la precipitación convectiva, aunque es posible que en momentos puntuales puedan ser parecidos

Precipitación “estratiforme” debido a estructuras convectivas. En los dos apartados anteriores se han comentado la precipitación de tipo estratiforme y la de tipo convectiva. Por las propiedades citadas anteriormente, especialmente por la formación de las estructuras que las

producen, parece bastante claro que son completamente diferentes y su identificación resulta bastante sencilla, ya que las características en las imágenes del radar meteorológico se podría decir que son completamente opuestas. Sin embargo, existe una cierta controversia a la hora de clasificar la precipitación que Houze (1997) define como ‘precipitación estratiforme dentro de convección vieja’ (Doswell y Kráczmar, 1996). Según este autor, este tipo de precipitación es habitual en zonas tropicales. Sin embargo, también ha sido identificada, en Sistemas Convectivos Mesoescalares, en la región del Mediterráneo u otras zonas (Sánchez-Diezma, 2001; Martín *et al.*, 2001; Parker y Johnson, 2000; Schiesser *et al.*, 1995).

La discusión no aparece por la forma que adquiere el campo de precipitación, que es mucho más similar al de la de tipo estratiforme, sino por su origen: la precipitación asociada a zonas de células convectivas debilitadas tiene una estructura estratificada. Esto se debe a que las corrientes ascendentes (figura 2.10) en estas regiones son suficientemente fuertes para que las partículas precipitantes puedan crecer por difusión de vapor. Sin embargo, estos movimientos verticales son demasiado débiles para poder soportar elevadas concentraciones de agua líquida. Por lo tanto, según Houze, se conocen como regiones estratiformes dentro de estructuras convectivas a aquellas zonas dominadas por los movimientos verticales más débiles. La condición que se exige a estas regiones es que la producción de agua líquida sea mínima y, por lo tanto, no debe haber una advección vertical de las partículas precipitantes, hecho que produce lo que ya se ha citado previamente como estructuras de reflectividad estratificadas.

En los sistemas de convección profunda, las regiones de precipitación “estratiforme” coinciden con las zonas de la convección más vieja. Prácticamente en toda la parte superior de un cumulonimbus “viejo” predominan los movimientos verticales ascendentes, los cuales no tienen suficiente velocidad vertical como para superar la caída de partículas precipitantes. En estos casos, el paso de agua a partículas de hielo que van creciendo en tamaño se debe casi exclusivamente a la difusión de vapor, produciéndose al inicio del descenso de las partículas.

En los niveles inferiores a la isoterma de 0 °C dentro de zonas de convección vieja los movimientos son, casi exclusivamente, descendentes. En estas zonas la agregación de las partículas no puede producirse en niveles altos, ya que la temperatura es demasiado fría. Únicamente a partir de los -15 °C, y especialmente desde los -5 °C, es posible que se produzca la agregación.

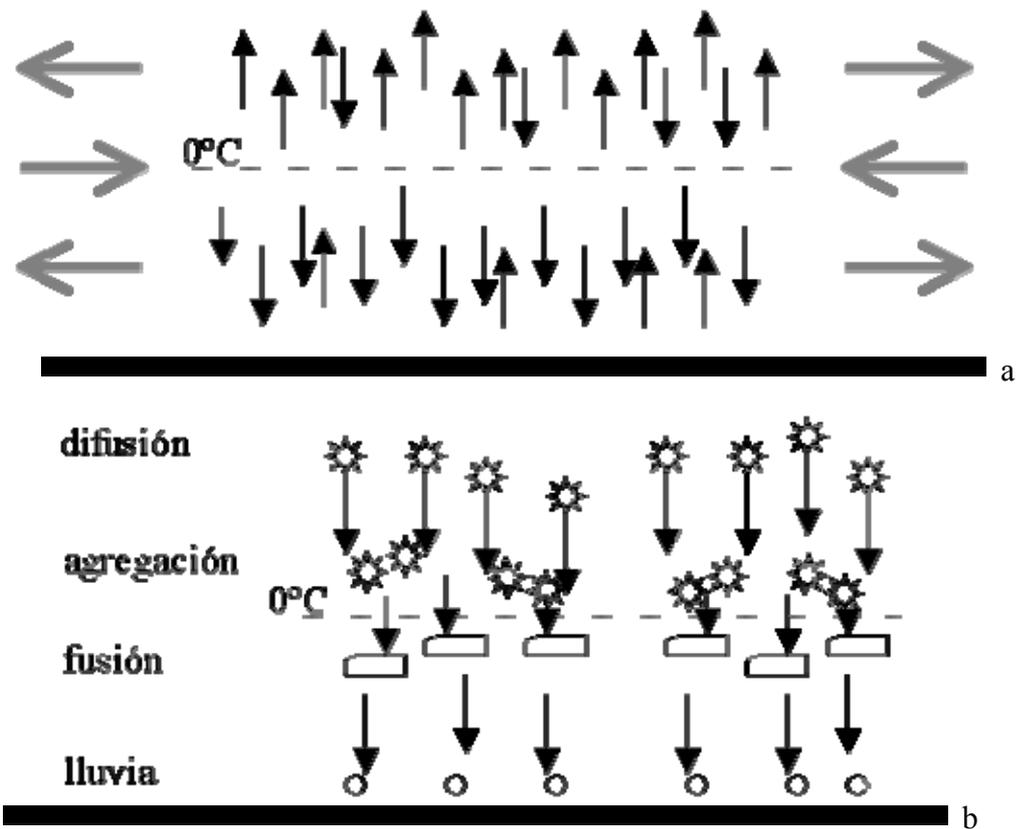


Figura 2.10. Movimientos dentro de la parte de precipitación convectiva “vieja” (adaptado de Steiner, 1997)

Precipitación de tipo orográfico. Además de generar la propia precipitación de tipo orográfico, modificar la distribución espacial de la precipitación o intervenir en la generación de bajas mesoescalares (que en ciertos casos también pueden ser un factor vital en la formación de sistemas convectivos que pueden dar lugar a lluvias fuertes) a partir de los dipolos orográficos, la orografía puede participar en el disparo de la convección de forma activa (Genovés *et al.*, 1997; Jansà *et al.*, 1995). Aquí se presenta la relación de una cadena montañosa con la generación de estructuras tormentosas, que, en ciertos casos, pueden llevar a inundaciones con consecuencias dramáticas (Llasat *et al.*, 2000).

Para el desarrollo de la convección un ingrediente necesario es la existencia de un mecanismo que fuerce las corrientes ascendentes. Probablemente, el más habitual es la orografía, aunque a veces también ésta actúa como un elemento que permite la intensificación de estructuras tormentosas ya formadas (Doswell, 2001). Desde el punto de vista mesoescalar, el mecanismo de forzamiento de las corrientes ascendentes producido por la orografía tiene unas características similares a las de la convección libre (Collier, 1989; Doswell *et al.*, 1996), aunque si se realiza un análisis de forma microescalar las propiedades pueden ser diferentes.

Especialmente relevante es el hecho que las corrientes ascendentes no son tan intensas como en el caso de la convección libre y, por lo tanto, los topes de las estructuras no son tan altos ni fríos. Esto puede influir claramente en la dificultad para ser detectadas por los sistemas de teledetección (satélite y radar, éste último especialmente en el caso de distancias considerables). Este punto debe de ser considerado, por lo tanto, como uno de los aspectos negativos que presenta el uso de la herramienta principal de este trabajo. Además, en zonas con una orografía notable se produce un realce de los valores de la reflectividad en el radar al paso de estructuras de precipitación de tipo frontal.

2.4.2. Eficiencia de precipitación

Como citan Doswell *et al.* (1996), uno de los factores más usuales para que se produzcan inundaciones es que se den lluvias fuertes (es decir, con intensidades elevadas durante un período de tiempo importante). Para que se produzcan intensidades elevadas es necesario que se den dos condiciones: una elevada velocidad vertical (w) y, además, valores de la proporción de mezcla (q) importantes. Sin embargo, estas condiciones son necesarias pero no suficientes, ya que si no existe una elevada eficiencia de precipitación, no tienen un efecto tan importante.

Aunque aquí únicamente se presenta el aspecto teórico de la eficiencia de precipitación y la clasificación de los episodios en cálidos y fríos, se abre una nueva vía de investigación sistemática, ya que únicamente el STAP del INM ha realizado una comparación de algunos episodios (Carretero y Martín, 2001).

Definición. La *eficiencia de precipitación* (E) no es más que la relación existente entre la intensidad de precipitación (I) y el producto de la velocidad vertical por la proporción de mezcla, que se conoce como flujo vertical de humedad. Así, es posible escribir:

$$E = \frac{I}{wq}$$

Ecuación 2.8. Eficiencia de precipitación.

De hecho, puede considerarse que la eficiencia de precipitación no es más que la proporción entre la masa de agua de la nube que precipita, o masa de agua saliente (m_s), y la que se produce debido al flujo entrante, masa de agua entrante (m_e). Por lo tanto, dentro del ciclo de vida de una nube convectiva su valor cambiará de forma ciertamente importante, pasando de

Capítulo 2: Estado del arte

valores iguales o próximos a cero (en el estado de crecimiento o formación, donde la precipitación es prácticamente desapercibida y el flujo entrante es máximo) a otros muy elevados (a finales del estado de madurez y durante la disipación de la célula), tendiendo a infinito, en los cuales ya casi no existe flujo entrante y todo es masa de agua saliente (figura 2.11).

El cálculo de la eficiencia de precipitación debe realizarse a nivel de la nube (Martín *et al.*, 2001). Sin embargo, hasta el momento ha resultado imposible determinar su valor de manera operativa ya que los parámetros que determinan la eficiencia de precipitación no son conocidos de forma directa. Por una parte, por lo que se refiere al vapor de agua entrante sería necesario que la relación de mezcla de saturación en la parte superior de la nube fuera del orden de 0.1 g/Kg (Doswell *et al.*, 1996). Este hecho se produce cuando la corriente ascendente es muy fuerte, provocando que casi todo el vapor de aire se condense. Sin embargo, no todo el vapor de agua condensado precipita, ya que una parte es transportada fuera de la nube por el viento, mientras que otra parte se evapora en las corrientes descendentes de las proximidades de la tormenta. Los factores que facilitan la evaporación se deben a procesos de carácter microfísico, como puede ser el espectro del tamaño de las gotas o bien la fracción de hielo dentro del vapor de agua condensado. Este es uno de los motivos por los cuales la operatividad en el cálculo de la eficiencia de precipitación es, de momento, impracticable.

Debido a la falta de medios para controlar operativamente la eficiencia de precipitación resulta fundamental conocer aquellos entornos en los cuales son posibles valores medios o altos, así como que el meteorólogo esté preparado para identificar las situaciones más peligrosas. En estos entornos existe un factor bastante conocido: a medida que se produce un descenso de la humedad relativa la proporción de evaporación se incrementa y la eficiencia de precipitación disminuye. Este fenómeno es mucho más habitual en nubes aisladas, ya que los aportes de humedad en estructuras mayores son más habituales. Por último, otro factor que puede modificar la eficiencia de precipitación es la cizalla del viento.

Precipitación de tipo cálido. Es la que suele presentar las situaciones con una elevada eficiencia de precipitación (Martín *et al.*, 2001). Las estructuras que la producen suelen formarse en ambientes con temperaturas relativamente elevadas, alto contenido de humedad, sin vientos fuertes en altura y con un perfil de vientos que no presenta una alta cizalladura vertical. Termodinámicamente, los valores de CAPE no son los habituales de los episodios de inundaciones ni el nivel de equilibrio muestra la verdadera altura que puede alcanzar la nube.

Desde el punto de vista del radar, las regiones precipitantes dentro de la nube no tienden a superar niveles muy elevados, incluso por debajo de la isocero. En estos niveles predominan las gotitas en estado líquido, con una cantidad muy por encima de la de partículas sólidas. El crecimiento de las partículas líquidas en estos ambientes se produce casi de forma exclusiva a partir de procesos de coalescencia a partir de colisiones. Es decir, mediante choques entre

Capítulo 2: Estado del arte

pequeñas gotitas, y del alto contenido acuoso del entorno, se van formando gotas grandes de precipitación. En ciertas zonas, especialmente aquellas próximas a mares cálidos (como puede ser el Mediterráneo en ciertas épocas del año), hay una gran abundancia de cristales diminutos de sal que actúan como grandes núcleos de condensación, incrementando la eficiencia de precipitación, es decir, favoreciendo que se creen gotas de mayor tamaño. En las células convectivas de tipo “cálido” el número de rayos es muy bajo, el granizo suele estar pocas veces presente, la temperatura de la cima es relativamente alta y se registra una eficiencia de precipitación muy considerable.

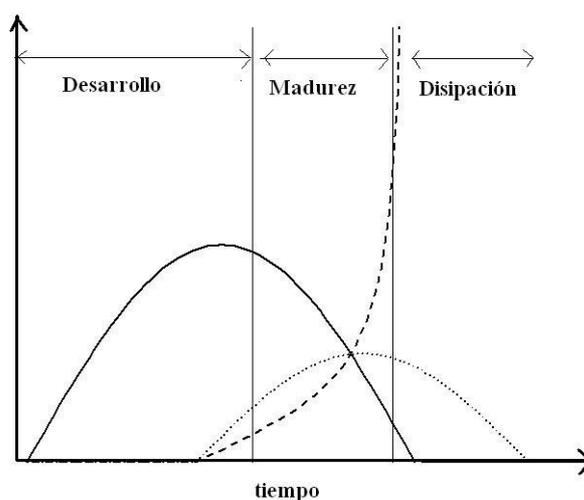


Figura 2.11. En línea continua, masa entrante, en puntos la masa saliente y, a trazos, la eficiencia de precipitación de una célula convectiva (adaptada de Doswell *et al.*, 1996)

Las características de las observaciones mediante el radar meteorológico son:

- Valores moderados o elevados de reflectividad concentrados en niveles bajos, que se relacionan con precipitación líquida y pocas veces se deben a granizo
- El centroide de masa se sitúa en alturas poco elevadas y los echotops no suelen alcanzar niveles muy importantes
- La forma de la célula es durante la mayor parte del tiempo muy parecida a la típica del estado de disipación
- Debido a que no suelen destacar en niveles altos, cuando las células se sitúan alejadas del radar probablemente pasen desapercibidas para el predictor, ya que en la imagen se apreciarán valores de reflectividad poco importantes
- Los valores de VIL, por sus propia definición, deben ser poco apreciables o casi nulos

Por lo que se refiere a la observación a partir del satélite, el hecho de que haya una gran liberación de calor latente, en situaciones de lluvias fuertes, en los niveles inferiores podría

Capítulo 2: Estado del arte

hacer que se generasen ascensos moderados que, combinados con un entorno de elevada humedad, aportasen diminutas partículas de hielo en los niveles superiores, provocando que en las imágenes IR se observasen topes muy fríos. Sin embargo, en estas situaciones los ascensos son poco importantes y, por lo tanto, lo que se aprecia en la imagen son estructuras “cálidas”. Además, en las imágenes del visible no son muy destacables, ya que su espesor no es muy llamativo. Tampoco las redes de detección de rayos son demasiado útiles, ya que apenas se producen descargas.

Por lo tanto, si se realiza un seguimiento de una situación de lluvia de tipo cálido mediante única y exclusivamente información de instrumentos de teledetección, puede llevar a grandes sorpresas al tener conocimiento de las cantidades de precipitación acumulada en superficie. Aunque las intensidades no suelen ser demasiado elevadas, las acumulaciones de precipitación son bastante significativas, si la duración es mayor que la de las nubes de tipo frío. Únicamente en presencia de una marcada orografía serán posibles intensidades similares a las de tipo frío, como ocurre en la región analizada en algunos casos.

Precipitación de tipo frío. Se caracteriza particularmente por alcanzar altos niveles de la troposfera, con valores muy intensos de reflectividad en alturas considerables (Martín *et al.*, 2001). Su formación y desarrollo se debe a unas corrientes ascendentes muy intensas (asociadas generalmente a convección profunda), alcanzando su nivel de equilibrio prácticamente la tropopausa. En el interior de estas estructuras las partículas precipitantes, que pueden encontrarse en estado líquido o sólido, se forman a temperaturas muy bajas, a partir de minúsculos cristales de hielo, granizo poco duro y agua en estado de subfusión.

Las características termodinámicas de los ambientes en los cuales se forman estas estructuras muestran unos valores de CAPE muy altos, con vientos fuertes y cizalladura moderada e incluso fuerte. Por lo que respecta a las descargas eléctricas, éstas son muy numerosas en este tipo de precipitación, al existir unos marcados procesos de generación y separación de cargas, apareciendo descargas tanto de Nube-Nube como de Nube-Tierra. En ciertos períodos temporales (cuando el centro de las cargas negativas se sitúa a una altura considerable debido a las corrientes ascendentes) es posible que los rayos negativos prácticamente desaparezcan, mientras que exista un fuerte incremento de los positivos. Por lo tanto, una buena red de detección de rayos puede ser muy útil a la hora de realizar el seguimiento de este tipo de estructuras, superponiéndola a otros campos (imágenes de radar o de satélite).

A nivel del radar meteorológico, lo más destacable es que se detectan reflectividades muy elevadas a alturas bastante considerables. Por este motivo los valores del VIL son elevados y los echotops señalan alturas relativamente cercanas a la tropopausa. Gracias a su gran desarrollo vertical, estas estructuras pueden ser identificadas incluso a grandes distancias,

aunque el predictor debe conocer hasta que punto las imágenes son representativas de lo que sucede en superficie.

Finalmente, por lo que se refiere al satélite, las propiedades observadas son completamente opuestas a las de las estructuras que generan precipitación de tipo cálido. Para la precipitación de tipo frío destacan alturas de las cimas de las nubes a temperaturas muy frías (en el infrarrojo) y un gran espesor vertical (en el visible). A veces es posible que en los primeros estadios de su formación se produzcan crecimientos y desarrollos explosivos.

2.4.3. El parámetro β

El estudio de la precipitación convectiva en Barcelona a partir de la serie de intensidades del observatorio Fabra propició importantes conocimientos sobre la distribución de la lluvia de carácter convectivo en la región (Burgueño, 1986; Llasat, 2001; Llasat y Puigcerver, 1997). Se trata de una serie de intensidad minutal que ha permitido realizar un trabajo poco común, ya que no es habitual disponer de valores pluviométricos con diferencias temporales inferiores a los 30 minutos (especialmente hasta hace poco años). Por este motivo, se ha podido determinar de forma bastante correcta la distribución temporal de las intensidades de precipitación. A partir de la instalación de las redes hidroluviométricas de los Sistemas Automáticos de Información Hidrológica (SAIH), las cuales disponen de información de intensidad de precipitación 5-minutal, es posible realizar una tarea operativa para seguir la evolución de la precipitación convectiva en tiempo casi real.

Volviendo a los trabajos anteriormente citados, especialmente el de Llasat y Puigcerver (1997), se obtenía que casi un 60% de la precipitación total acumulada para el período 1960-1979 era convectiva. Esto muestra la importancia de éste tipo de precipitación en Catalunya, pero también es extrapolable a casi todo el Mediterráneo Occidental. Si nos centramos en el período de meses en los cuales la actividad tormentosa es más habitual (julio a octubre), la precipitación convectiva acumulada era, en promedio, más del 82% del total acumulado.

Los intentos realizados con el objetivo de modelizar la atenuación en las conexiones vía radio debidas a la precipitación convectiva llevaron durante la década de los 70 a la creación de un parámetro denominado β , el cual se presenta en la ecuación 2.9 (Llasat, 2001).

$$\beta = \frac{\text{Precipitación de origen convectivo}}{\text{Precipitación total}}$$

Ecuación 2.9. Definición básica del parámetro β

Capítulo 2: Estado del arte

La dificultad de estimar la precipitación de origen convectivo llevó a Llasat y Puigcerver (1985) a realizar diferentes redefiniciones del parámetro β , que consideraban bien la precipitación asociada a tormentas, bien la precipitación que superase un determinado umbral de intensidad (ecuación 2.10), para cualquier tipo de período (episodio, día, mes, año, estación,...).

$$\beta = \frac{\text{Precipitación con intensidad } 1 - \min > 0.8 \text{ mm/h}}{\text{Precipitación total}}$$

Ecuación 2.10. Definición del parámetro β considerando datos minutales

Los estudios realizados a partir de la serie del Fabra y continuados con los datos del SAIH de las Cuencas Internas de Catalunya (CIC) han sido dirigidos en dos líneas diferentes:

- Continuar con el estudio de los efectos de la precipitación en las comunicaciones de radio (Llasat, 1983; Burgueño, 1986)
- Analizar la distribución temporal y espacial de la precipitación convectiva (Llasat, 2001; Montes, 1997)

El estudio realizado aquí es una continuación de la segunda línea, con dos objetivos diferentes:

- Mejorar el conocimiento para la región, siguiendo la misma metodología utilizada por los anteriores investigadores, ya que la base de datos utilizada es más amplia
- Introducir, si es posible, una nueva definición del parámetro a partir del análisis de la precipitación convectiva mediante el radar meteorológico

Precipitación convectiva versus total. El intento de realizar un estudio riguroso de la distribución de la precipitación convectiva en las Cuencas Internas de Catalunya llevó a realizar mejoras en la definición presentada anteriormente del parámetro β (Llasat, 2001). Los primeros cálculos se realizaron mediante una identificación de la lluvia convectiva “manual”, es decir, analizando visualmente los pluviogramas de intensidad de lluvia.

En este punto aparece uno de los mayores problemas: *¿Cómo se puede determinar la precipitación convectiva?* En primer lugar, la aparición de sensores remotos como el satélite y, especialmente, el radar meteorológico han permitido disponer de más información sobre la formación y características de la precipitación. Sin embargo es difícil disponer de una serie de radar continua (o al menos sin demasiados agujeros en el tiempo), ya que hasta el momento de realizar este trabajo el proceso de almacenamiento de datos presentaba grandes dificultades

Capítulo 2: Estado del arte

tecnológicas. Por este motivo, uno de los objetivos por los que se realizaron los avances en el parámetro β fue poder disponer de un “substituto” al radar meteorológico más o menos fiable para la caracterización de la precipitación. El hecho de que en la región de estudio sea posible disponer de radar meteorológico y de un considerable número de imágenes desde 1996, ha permitido analizar la validez de la definición del parámetro β , al menos en episodios de lluvias fuertes.

La mayoría de definiciones de precipitación convectiva a partir de un pluviómetro se basan única y exclusivamente en la “técnica de la superación de un umbral”, es decir, se considera precipitación convectiva a la que su intensidad de precipitación es superior a un cierto valor establecido. Sin embargo, el valor de este umbral no será el mismo para todas las regiones y, además, en algunos casos la precipitación convectiva no supera el umbral y, en otros, ese umbral es superado por precipitación no convectiva. Sin embargo, realmente el problema se encuentra en que la determinación del valor del umbral no existe ningún estudio previo de datos históricos. En el caso presentado aquí, a partir del estudio realizado por Montes (1997), la obtención del umbral queda bien definido. Por otra parte, en Llasat (2001) se confirmó que la cantidad de precipitación convectiva que no superaba el umbral era despreciable en relación a los valores totales, especialmente si se trataba de situaciones consideradas por los expertos (técnicos de comunicaciones, hidrólogos, protección civil...) como situaciones peligrosas.

Continuando con el desarrollo del parámetro, la siguiente idea fue adaptarlo para intensidades de precipitación 5-minutal (recordemos que había sido realizado para intensidades minutales), a partir del análisis de las curvas del parámetro en función del umbral de intensidad. A partir de que el umbral utilizado para la intensidad minutal era 0.8 mm min^{-1} , se obtuvo que para el caso de los valores 5-minutales la intensidad debía ser, aproximadamente 35 mm h^{-1} , redondeándose a ese valor. El estudio se basaba en la comparación de precipitación acumulada bajo cada una de las curvas de intensidad (minutal y 5-minutal), en relación con el umbral seleccionado.

A partir del valor de umbral de la intensidad de precipitación determinado y la disposición de los datos 5-minutales de la red del SAIH de las CIC, el siguiente paso fue la modelización de un nuevo parámetro que fuera más indicativo de la convección para episodios concretos (ecuación 2.11).

$$\beta_{L,\Delta T}^* = \frac{\sum_{i=1}^N P(t_i, t_i + \Delta T) \theta(I_{t_i, t_i + \Delta T} - L)}{\sum_{i=1}^N P(t_i, t_i + \Delta T)}$$

Capítulo 2: Estado del arte

Ecuación 2.11. Definición del parámetro β utilizada en este trabajo, donde P es la precipitación acumulada en ΔT minutos, empezando en el instante t_i , y que se obtiene de la intensidad de precipitación I , registrada en esas mismas condiciones temporales. L es el valor del umbral utilizado y θ es la función de Heaviside.

Si se substituye L por 35 mm h^{-1} y ΔT por 5 minutos, se define el que se conoce como parámetro β^* , aunque aquí será redefinido como simplemente β , ya que es la definición más acorde con la idea del parámetro. Este puede ser aplicado a cualquier intervalo temporal, desde episodios hasta períodos que van desde meses a varios años. La única variable que debería aparecer junto a la β es el período de tiempo para el cual se ha calculado el parámetro. Volviendo al caso de los episodios pluviométricos, en un primer momento se definió como convectivo aquel para el cual se verificaba la condición que $\beta > 0$. Sin embargo, se introdujo una nueva propuesta de clasificación acorde con el carácter convectivo del episodio, y que se muestra en la tabla 2.2 (Llasat, 2001):

β	Clasificación
$\beta = 0$	No convectivo
$0 < \beta \leq 0.3$	Ligeramente convectivo
$0.3 < \beta \leq 0.8$	Moderadamente convectivo
$0.8 < \beta \leq 1$	Fuertemente convectivo

Tabla 2.2. Clasificación de un episodio según su carácter convectivo, dado por el parámetro beta

La precipitación vista por el radar. El radar no mide precipitación, sino reflectividad, y para realizar la conversión de esta última a valores de lluvia es necesario utilizar lo que se conoce como relación Z-R (Marshall y Palmer, 1948). La forma predominante de esta relación en la literatura es la exponencial:

$$Z = a R^b$$

Ecuación 2.12. Relación Z-R en la forma exponencial (Joss y Walvogel, 1990, Collier, 1989).

donde a y b son dos parámetros constantes determinados empíricamente y R es la intensidad de precipitación, en mm/h. El mayor problema aparece a la hora de seleccionar los valores más adecuados de a y b (ver tabla 2.3). La relación depende de la distribución del tamaño de las partículas, por lo tanto, del tipo de precipitación (Joss y Walvogel, 1990; Collier,

Capítulo 2: Estado del arte

1989; Sánchez-Diezma, 2001). Aparte de existir diferentes tipos de precipitación en una misma imagen, las variaciones se aprecian incluso dentro de una misma tormenta, hecho que prueba la gran dificultad con la que se enfrentan los investigadores a la hora de obtener resultados óptimos (Smith, 1990). Se han realizado numerosos experimentos utilizando disdrómetros, obteniéndose diferentes relaciones, presentándose a continuación algunas de las utilizadas en nuestra región (Sempere-Torres *et al.*, 1998; Cerro *et al.*, 1997). El uso de una u otra relación implica, en muchos casos, diferencias muy notables en los valores de precipitación pese a que todas ellas asumen que la distribución del tamaño de las partículas de los hidrometeoros sigue una forma exponencial según la expresión anterior (ver figura 2.12).

Por otra parte, el análisis del tipo de precipitación se ha basado, en muchos casos, en el intento de definir unas propiedades que permitan diferenciar, al menos, entre precipitación estratiforme y convectiva (Biggerstaff y Listemaa, 2000; Houze, 1997; Yuter y Houze, 1995).

	a	b
Marshall-Palmer, 1948	200	1.6
Martín-de Esteban, 1994 (llovizna, INM)	50	1.6
Martín-de Esteban, 1994 (chubascos, INM)	800	1.6
Martín-de Esteban, 1994 (nieve seca, INM)	800	1.6
Martín-de Esteban, 1994 (nieve húmeda, INM)	430	1.2

Tabla 2.3. Ejemplos de relaciones Z/R utilizadas en la región de estudio.

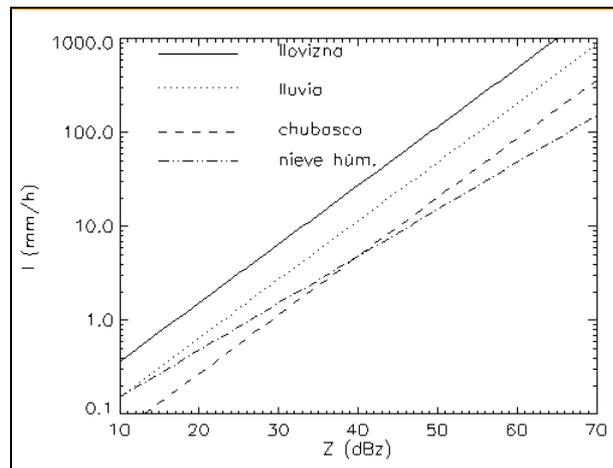


Figura 2.12. Valores de intensidad pluviométrica obtenidos a partir de algunas relaciones ZR presentadas en la tabla 2.3

2.5. Episodios de lluvias fuertes en Catalunya

Existen numerosos trabajos sobre inundaciones debidas lluvias fuertes en Catalunya, los más completos se refieren básicamente al análisis a escala sinóptica y termodinámica (Ramis *et al.*, 1994; Llasat y Puigcerver, 1994; Ramis *et al.*, 1995; Llasat y Barrantes, 1996; Puigcerver *et al.*, 1986). Sólo en estudios específicos de episodios concretos se han incluido a partir de mediados de los años 90 observaciones mesoescalares y análisis a partir de información del radar. Por este motivo, en el presente trabajo se ha pretendido realizar un estudio sistemático y en profundidad de los diferentes tipos de episodios de lluvias fuertes que afectan a la región, especialmente mediante las dos últimas herramientas, aunque sin olvidar los análisis pluviométrico, termodinámico o, en menor grado (dada la abundante bibliografía existente), sinóptico.

En este capítulo se presenta un breve estado del arte sobre el análisis meteorológico de los episodios de lluvias fuertes en Catalunya desde diferentes puntos de vista. Sobre ello existe una extensa bibliografía que se inició con los trabajos del propio Dr. Fontseré y que ha sido objeto de estudio de otras tesis doctorales (Sureda, 1995; Llasat, 1987; Gibergans, 2001; etc). En la misma línea existen otros trabajos referidos a Levante o Baleares, si bien desde un punto de vista más geográfico (Martín Vide, 1987; Gil Olcina y Morales Gil, 1989; Olcina, 1994; Grimalt, 1992; López Gómez, 1983, entre otros).

Catalunya, como la mayor parte de las regiones de la Cuenca Mediterránea Occidental, se caracteriza por el registro de numerosas inundaciones de carácter súbito (conocidas en el mundo anglosajón como “flash-floods”) que afectan casi cada año a diferentes puntos de la costa, especialmente en otoño, aunque también a finales de verano y en primavera (Llasat, 1991). Este tipo de episodios, generalmente locales, suele ir asociado a precipitaciones breves pero muy intensas (Pascual, 1999). En general, los valores acumulados totales no suelen ser muy elevados aunque, debido a la compleja orografía de la zona, es muy habitual que se produzcan las ya citadas inundaciones súbitas, las cuales pueden provocar la pérdida de vidas humanas e importantes daños materiales, especialmente en material urbano y medios de transporte, tanto público como privado (Estrela *et al.*, 2000; Berga, 1995).

Por otra parte, y no de forma regular, es común que se produzcan episodios más generalizados, en cuanto a extensión, que afectan gran parte de la región e incluso, en ciertos casos, a otras zonas, bien de la Península Ibérica como de otros puntos del Mediterráneo Occidental, especialmente el Sur de Francia y el Norte de Italia (Llasat, 1991; Llasat y Puigcerver, 1994; Dowell *et al.*, 1997, Llasat *et al.*, 2000). Este tipo de episodios, llamados *inundaciones catastróficas*, suelen verificar las siguientes condiciones (Llasat y Puigcerver, 1994; Barriendos *et al.*, 2003):

Capítulo 2: Estado del arte

- Se superan los 200 mm acumulados durante todo el episodio en al menos un punto de la región
- Se superan los 100 mm acumulados en una región que tiene una extensión igual o mayor que 2000 km²
- El máximo valor pluviométrico en 24 horas excede los 100 mm
- Se desbordan uno o más ríos
- Se producen daños muy importantes, que afectan a grandes extensiones, pudiéndose registrar víctimas humanas

Tanto en uno como en el otro tipo de episodios existe un factor común: el predominio de la precipitación convectiva, es decir aquella que se debe a nubes de gran desarrollo vertical (Llasat y Puigcerver, 1997; Llasat, 2001; Doswell, 1994; Rosenfeld *et al.*, 1995). Sin embargo no toda la precipitación es de este tipo, ya que siempre existe una contribución (que puede variar en cantidad según el episodio) de precipitación estratiforme, es decir aquella que se forma en los yunques de nubes convectivas o bien en nubes desarrolladas horizontalmente, más uniformes en el espacio (Doswell *et al.*, 1996; Rosenfeld *et al.*, 1995; Houze Jr., 1997; DeMott *et al.*, 1995). Para realizar el análisis de los episodios se utilizan especialmente pluviómetros y radar meteorológico, combinados con otras herramientas (satélite, redes de estaciones meteorológicas, modelos, redes de detectores de rayos...) con los que se complementa el estudio (Doswell *et al.*, 1996; Martín *et al.*, 2001; Doswell, 2001).

Otro tipo de episodios, que si bien no puede considerarse como de precipitaciones intensas, sí comporta grandes valores de precipitación total acumulada, con la posibilidad de inundaciones en grandes ríos. Por otra parte, debe citarse un cuarto tipo de inundaciones, más propio de las regiones mediterráneas del este y de latitudes superiores, que suele deberse a la conjunción del deshielo con lluvias más o menos fuertes (Dimitrievsky, 1997; Jacobeit *et al.*, 2003, Lobanova, 2003). En Catalunya, a diferencia de otras regiones, los episodios de inundaciones por deshielo son muy poco comunes. Sin embargo, es posible que la contribución de la fusión de la nieve acumulada en las montañas ayude a incrementar los caudales, especialmente en primavera y sobre ríos cuya cuenca tiene una gran extensión, parte de la cual corresponde a zona montañosa (como es el caso del Ebro).

La siguiente clasificación está estrictamente basada en el campo pluviométrico (valores y zonas afectadas), ya que permite comparar con episodios históricos, para los cuales no se disponía de información meteorológica o era básicamente descriptiva (Llasat, 2003). El objeto de esta clasificación es el de obtener unos patrones meteorológicos generales para cada uno de los tipos de situaciones mostradas a continuación.

2.5.1. Primer tipo: episodios muy breves, con intensidades de precipitación muy elevadas

Es el típico caso de inundaciones relámpago. Se trata de episodios cuya parte más importante no suele durar más de una hora y que, generalmente no se extienden a más de 3, por lo que las cantidades recogidas suelen ser inferiores a los 100 mm. Aunque el contexto meteorológico favorable para el desarrollo de precipitaciones es más extenso, los picos de intensidad suelen producirse en una sola cuenca, pudiendo llegar a valores superiores a los 6 mm/min (Burgueño, 1989). Consecuentemente sólo producen inundaciones locales que no llegan a alcanzar el grado de catastróficas. Son episodios que se producen generalmente en verano o a principios de otoño, existiendo dos subcategorías, presentadas a continuación.

En primer lugar, se hallan las tormentas que se producen en zonas montañosas, especialmente en los Pirineos, y que pueden provocar las crecidas de torrentes. Las víctimas, si las hay, suelen ser personas que están practicando deportes de riesgo o afectados por descargas eléctricas. Este tipo de episodios se deben especialmente al intenso calentamiento solar, modificando las propiedades mesoescalares habituales del estío (Romero *et al.*, 2001; Riosalido *et al.*, 2001). En el caso de que, además, se den determinadas condiciones sinópticas favorables, la convección puede desarrollarse de manera muy importante, afectando incluso a regiones situadas en llanuras cercanas a las cordilleras. Son episodios que generalmente producen un número poco elevado de víctimas (suelen afectar regiones en las cuales no hay población o con una densidad de habitantes muy baja), teniendo un impacto muy inferior a los que se registran en las zonas costeras. Es más, en muchos casos sabemos de ellos por las imágenes de sensores remotos (radar, satélite, rayos), ya que no hay ningún pluviómetro que las registre, al menos con toda su intensidad. En los trabajos realizado por Terradellas (1999, 1997) se muestra, a partir de los datos de descargas eléctricas, como la zona pirenaica y las áreas próximas a ella es donde se registra la mayor actividad tormentosa en verano.

Este trabajo se centrará en los casos que afectan a las regiones más pobladas, especialmente aquellos casos que afectan las zonas costeras. Existen algunos trabajos específicos sobre una de las regiones más afectadas por este tipo de episodios: el Maresme (Pascual, 1999; Pascual y Terradellas, 1999; Jardí *et al.*, 1998). En esta zona costera de Catalunya los episodios de precipitación intensa pero breve producen pequeñas inundaciones en las rieras que tienen fuertes pendientes casi hasta su desembocadura. Debido a su proximidad con Barcelona, la región ha visto como el incremento de su población ha sido espectacular en los últimos años, pasando de 582 habitantes por Km² en 1975 a 841 habitantes por Km² en 1998 (según el Institut d'Estadística de Catalunya). Otra zona con características similares, aunque

con sus particularidades propias, es la cuenca del Besòs, que se encuentra entre el Maresme y Barcelona, pero situada más en el interior.

Generalmente, los episodios de esta tipología suelen presentar un gradiente muy marcado en el campo de precipitaciones, con diferencias en los valores muy importantes. Suelen identificarse uno o pocos máximos, que no necesariamente deben ser próximos, y un área más o menos extensa con valores muy débiles o completamente nulos. Los valores máximos de precipitación acumulada para períodos breves (hasta 3 horas) son muy elevados, en comparación con otros tipos de episodios, mientras que las acumulaciones máximas para intervalos temporales superiores a las 12 horas son casi idénticas a las de 3 horas. Un ejemplo sería el episodio de inundaciones en el Maresme, en julio de 2002.

En resumen, las características fundamentales de este tipo de episodios son:

- la concentración mayoritaria de casos en las estaciones de verano y principios de otoño,
- la focalización de las zonas afectadas, con grandes gradientes en el campo de precipitación,
- y la elevada intensidad registrada durante cortos intervalos temporales.

En este tipo de episodios predomina una fuerte eficiencia de la precipitación (Doswell *et al.*, 1996, Martín *et al.*, 2001).

2.5.2. Segundo tipo: episodios de duración moderada

Es el tipo de episodios que producen las inundaciones más catastróficas, ya que se unen dos factores básicos: en primer lugar, las elevadas cantidades de precipitación acumuladas y, por otro lado, la notable extensión de área afectada (Llasat y Puigcerver, 1994, 1997). Al igual que el caso anterior son episodios marcados por una gran eficiencia pluviométrica, siendo característico que en todos ellos se superen los 200 mm. Atendiendo a la duración es posible distinguir entre dos subtipos. El primero hace referencia a inundaciones en las cuales la lluvia se recoge en gran parte en un periodo que no supera las 6 horas, y el episodio no suele durar más de 24 horas. Éste sería el caso de las inundaciones del Maresme, en septiembre de 1996 (Rigo *et al.*, 2001); o de las del Besòs, de 1962, en las que entre muertos y desaparecidos se superaron los 800 (Llasat, 2001). También se incluirían aquí las del 10 de junio de 2000, o el caso más triste y conocido, aunque fuera de Catalunya, de Biescas de 1996, en el cual murieron 85 personas (Llasat *et al.*, 2003; Riosalido *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 2001). En estos casos las

Capítulo 2: Estado del arte

estructuras se hallan más organizadas que en el tipo 1, dentro de un contexto sinóptico favorable para la realimentación de los sistemas convectivos.

El tipo 2b incluye aquellas inundaciones catastróficas vinculadas a precipitaciones que se extienden más de 24 horas, si bien no suelen durar más de tres días. En este caso la intensidad puede ser fuerte en algunos momentos e incluso producir avenidas súbitas en la parte alta del río, pero lo más importante es la intensidad moderada, sostenida durante un largo periodo de tiempo. Las cantidades acumuladas pueden superar los 400 mm y superarse los 200 mm en varias cuencas. Un ejemplo son las inundaciones de noviembre de 1982 u octubre de 1987 (Llasat, 1987; Ramis *et al.*, 1994). Es un tipo de situaciones que afecta también a Francia e Italia, pudiéndose dar el caso de que la precipitación se inicie sobre España y llegue a afectar a los tres países. Un ejemplo fueron las inundaciones de septiembre de 1992 (Blanchet y Deblaese, 1993; GNDCI, 1994).

Son episodios que se suelen producir en octubre (la mayoría de las grandes inundaciones registradas en el siglo XX se dieron durante este mes), aunque también en septiembre o noviembre (Llasat y Puigcerver, 1997; Llasat *et al.*, 2000). De todas maneras, también es posible encontrar algunos casos en primavera o verano, aunque la frecuencia es menor (Rigo y Llasat, 2002).

Como en el caso del tipo 1, podemos diferenciar dos regiones más afectadas o de localización de los grandes máximos de precipitación acumulada, aunque en muchos casos toda Catalunya se ve afectada (Llasat y Puigcerver, 1994). La primera, que corresponde a la mayoría de los episodios, suele afectar las zonas costeras, y está caracterizada por una elevada inestabilidad condicional con ascensos mínimos para la inestabilización inferiores a los 1000 m (21-23 septiembre 1971, 18-19 octubre 1977, 2-4 octubre 1987). En la segunda, la región de los Pirineos es aquella donde se producen los máximos de precipitación. Especialmente en este último caso, es muy común que las lluvias fuertes e inundaciones se registren también en el sur de Francia (19-20 octubre 1940, 6-8 noviembre 1982 y 12 noviembre de 1988).

Meteorológicamente, las estructuras están mucho más organizadas y tienen dimensiones mucho más importantes (Codina *et al.*, 1997; Ramis *et al.*, 1997; Riosalido, 1997; Rigo y Llasat, 2003), hecho que ayuda claramente a que se den estos valores acumulados tan elevados.

A diferencia de los episodios breves, en los cuales los ríos que se desbordan son cortos y con cauces pequeños (por lo tanto, más fáciles de inundar), es habitual que los ríos más importantes de la región incrementen su caudal de manera realmente notable, con inundaciones graves en muchos puntos. Las medidas tomadas en los años 70, por lo que se refiere a las estructuras hidráulicas, han permitido reducir sensiblemente los daños materiales provocados por este tipo de inundaciones e, incluso, las inundaciones para una misma cantidad o intensidad

de precipitación. Por lo tanto, resulta complicado comparar la frecuencia de los episodios ocurridos recientemente con la de los históricos, al menos por lo que se refiere a este punto.

La información histórica de los últimos 500 años, muestra su existencia en todas las estaciones del año, si bien con una frecuencia considerablemente inferior (Barriendos, 1994; Llasat *et al.*, 2003). Las principales características de este tipo de episodios se pueden resumir en:

- Se producen principalmente en otoño
- Los valores acumulados en menos de dos días son importantes (más de 200 mm), aunque las intensidades de precipitación sean notablemente inferiores a las de los episodios breves.
- La zona abarcada por estos episodios es bastante extensa, afectando en muchos casos a otras zonas españolas o mediterráneas (especialmente Levante, el sur de Francia y norte de Italia).
- Los daños son normalmente muy importantes, tanto por lo que se refiere a la parte material como a la humana.

2.5.3. Tercer tipo: episodios de larga duración

Se trata del tipo de episodios probablemente menos analizado al ser los que actualmente producen daños menores en la región de estudio. Esto se debe a las mejoras en las obras de ingeniería hidráulica, y, por otra parte, a la menor violencia y al mayor tiempo de respuesta del episodio. Si en el segundo tipo de episodios la mitigación de los daños es notable, aquí prácticamente no se producen consecuencias que afecten de forma impactante a la sociedad. Al ser episodios fácilmente predecibles y con intensidades de precipitación no excesivamente altas, la gestión de los embalses suele permitir controlar las crecidas de los ríos. Quizás es posible que se den inundaciones aisladas, pero éstas no son, ni mucho menos, comparables con las de los otros episodios. Un ejemplo sería el del 24-30 de enero de 1996 (Llasat *et al.*, 2000)

En estos episodios no tiene especial relevancia hablar de precipitación horaria ni de otros periodos breves, ya que los valores acumulados no son realmente importantes hasta el transcurso de muchas horas. Se trata de episodios generalmente producidos durante el invierno y en ellos no se produce apenas actividad tormentosa, al menos del mismo modo como se desarrolla en los otros episodios (Rigo y Llasat, 2003).

Capítulo 2: Estado del arte

Al igual que en los episodios del tipo 2, las zonas afectadas por la precipitación abarcan gran parte de Catalunya, por no decir toda su extensión. Sin embargo, los mapas de precipitación acumulada no tienen prácticamente similitud. Los máximos suelen registrarse en la región de los Pirineos y áreas más próximas, pero poco tienen que ver (incluso por lo que se refiere a los totales del episodio) con los que se producen en las mismas regiones en el caso 2, siendo los gradientes más suaves, presentándose campos de precipitación bastante uniformes (Montes, 1997).

Resumiendo, las características son:

- Se producen principalmente en invierno, y, en menor cuantía, en primavera
- Hay una componente de la precipitación estratiforme importante con máximos de convección embebida
- Afectan extensas áreas y se prolongan durante más de tres días
- Los tiempos de respuesta de los ríos y de las redes de drenaje son mayores y ello permite una mejor gestión de las crecidas

2.6. Breve climatología pluviométrica de la región

2.6.1. Pluviometría por regiones y por meses

Las grandes diferencias que existen en la orografía de la región forman parte de las causas de las grandes desigualdades que se observan en los mapas climáticos de precipitación acumulada anual en Catalunya (figura 2.13). Mientras que los máximos se detectan en la zona pirenaica (donde se registran, por término medio, unos 1000 mm anuales), en la región plana interior no se superan prácticamente los 250 mm de precipitación media anual (Ninyerola *et al.*, 2000, Clavero *et al.*, 1996). En las Cuencas Internas de Catalunya (CIC), los mínimos se dan en la parte más meridional (provincia de Tarragona), con valores medios inferiores a los 500 mm. Los máximos totales de precipitación anual media acumulada son de unos 1600 mm en el Pirineo de Lleida y de unos 1500 mm en el de Girona, que se corresponde con el máximo absoluto en las CIC.

Por lo que se refiere a la estacionalidad, los datos de 6 estaciones meteorológicas del Instituto Nacional de Meteorología (INM, 2002) así como del Atlas Climàtic de Catalunya (Clavero *et al.*, 1996) muestran como aparecen dos máximos y dos mínimos bien marcados de precipitación mensual. Si se exceptúa los Pirineos y las zonas más montañosas, como el Montseny, en los cuales la altura es un factor determinante, el máximo absoluto se sitúa en

Capítulo 2: Estado del arte

octubre. Además, aparece otro máximo relativo (coincidente en todas las estaciones) en mayo. Por lo que se refiere a los mínimos, tanto el absoluto como el relativo, coinciden en todas las estaciones, para julio y febrero, respectivamente. Por lo tanto, podemos distinguir claramente dos épocas de máximos de precipitación media (septiembre-octubre-noviembre y abril-mayo-junio, el primero más importante) y, por el otro lado, otras dos de mínimos (julio y enero-febrero-marzo).

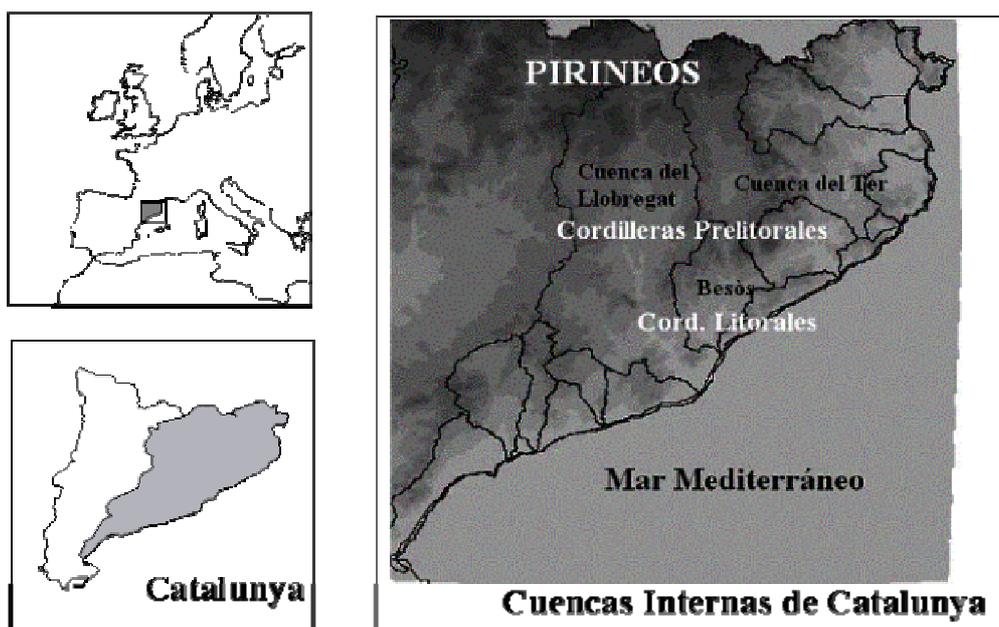


Figura 2.13. Características geográficas de la región. Situación de Catalunya dentro de Europa y el Mediterráneo (arriba a la izquierda). Las Cuencas Internas de Catalunya (CIC), dentro del territorio de Catalunya (abajo a la izquierda). Orografía de las CIC (derecha).

En resumen, la climatología de la región es muy similar a la de la mayoría de zonas del Mediterráneo Occidental, excluyendo la región Pirenaica, en la cual se tiene un clima de montaña o la zona interior, donde predomina un clima más continental. Podemos encontrar dos épocas lluviosas, que coincidirían aproximadamente con la primavera y el otoño, y dos secas (invierno y verano). La actividad tormentosa más importante abarca desde abril hasta octubre (aunque excepto en enero, los valores medios no son nulos en ningún mes), con un máximo bastante claro en agosto (o septiembre en algunas zonas), hecho que se verifica con el análisis de descargas eléctricas realizadas por Pascual (1999).

2.6.2. Inundaciones históricas

Resulta interesante comparar los episodios catastróficos (Llasat y Puigcerver, 1994) o que han superado los 200 mm durante el siglo XX (Llasat *et al.*, 2000), con los casos de inundaciones registrados en Catalunya desde el siglo XIV (Barriendos, 1994). En el caso de que se desee sintetizar en una serie única los episodios históricos con los acaecidos en los siglos XX y XXI, habrá que tener en cuenta la realización de obras hidráulicas con el objetivo, entre otros, de mitigar los daños producidos por las inundaciones, así como los cambios en los usos del suelo y urbanización. La ventaja es que Catalunya es una de las partes de la Península Ibérica mejor estudiada por lo que se refiere al análisis de inundaciones ocurridas desde el siglo XIV (Barriendos y Llasat, 2003; Thordycraft *et al.*, 2003). La reconstrucción de la serie meteorológica de Barcelona de presión y temperatura, unida con la recopilación de información de inundaciones y períodos de sequía ocurridos en diferentes localidades catalanas, hacen que los conocimientos que se tienen del pasado hidrometeorológico sean de los más importantes de Europa. Así, a título de ejemplo, en la desembocadura del Llobregat se han registrado más de 150 inundaciones catastróficas o extraordinarias desde el siglo XIV, la mayor parte de ellas con daños importantes en infraestructuras.

El análisis sistemático de los episodios de inundaciones catastróficas o con precipitaciones superiores a los 200 mm muestra, y confirma, la tendencia a la ocurrencia de episodios especialmente en octubre, aunque es importante remarcar que prácticamente en todos los meses del año se ha dado al menos un caso (Llasat *et al.*, 2000; Llasat y Puigcerver, 1994; Llasat *et al.*, 2003). El análisis realizado por Gibergans (2001) muestra que durante el periodo 1975-2000 se registraron episodios con lluvia acumulada en 24 horas superior a 100 mm en todas las cuencas de Cataluña, con valores superiores a 200 mm en toda la zona norte. La zona constituida por las cuencas del Ter, Fluvià y Llobregat d'Empordà, presenta una precipitación máxima diaria de más de 300 mm para un periodo de 10 años, que pasa a ser de 443 mm para 50 años y de 502 mm para 100 años.

2.7. Factores meteorológicos típicos de los episodios de inundaciones en Catalunya

Existen numerosas publicaciones que ya han analizado, desde diferentes puntos de vista (sinóptico, mesoescalar, termodinámico), los factores que intervienen en la producción de los

episodios de inundación que afectan a la región (Llasat, 1987, 1999; Ramis *et al.*, 1994, 1995; etc). En este apartado se intenta esquematizar el conjunto de ingredientes necesarios para que se den las lluvias fuertes. Sin embargo, como comenta Doswell (1993, 1996, 2000) o Llasat *et al.* (2000), no son suficientes unos elevados valores de precipitación para que se produzcan inundaciones. Hay otros factores que también intervienen, tales como el hidrológico, el orográfico o el geológico. Asimismo, la mayor o menor vulnerabilidad será un factor determinante en los posibles daños que creen a la población. Dado el objetivo de esta tesis, no van a discutirse en profundidad estos aspectos, pero si van a ser citados en algún momento.

2.7.1. Ingredientes termodinámicos

Los estudios de carácter termodinámico realizados para la región no son tan numerosos como los que se pueden encontrar en los EEUU (entre los que se pueden destacar Galway, 1956, George, 1960; Weisman y Klemp, 1986; Showalter, 1953), pero entre los que hay cabe mencionar los de Llasat y Barrantes (1996), Gibergans (2001) o los realizados para la cercana región de Baleares por Ramis (Tudurí y Ramis, 1997). Pese a que hasta hace pocos años no se disponía de radiosondeo en Barcelona y que en la actualidad todavía no pertenece a la red de la Organización Meteorológica Mundial, el hecho de disponer de dos sondeos verticales cercanos (Palma y Zaragoza) y con información termodinámica suficiente sobre las masas de aire que después afectan a Catalunya, ha permitido y permite determinar los principales factores termodinámicos asociados a lluvias fuertes en Catalunya y Baleares, con una buena aproximación (Llasat, 1989; Llasat *et al.*, 1996). Asimismo, la interpolación de los análisis termodinámicos a partir de modelos de área limitada o, más recientemente, a partir del GPS, ha permitido verificar o mejorar una gran parte de los resultados (Cucurull, 2001).

En términos generales, los factores que se deben buscar son la humedad y la distribución de 'lapse rate', que combinados hacen posible la convección profunda. En este caso se utilizan los parámetros conocidos como termodinámicos, entre los que destacan los índices de inestabilidad, la energía convectiva potencial disponible (del inglés, CAPE), el número de volumen de Richardson o la masa de agua precipitable, entre otros (Llasat *et al.*, 1996; Gibergans, 2001). Estos parámetros fueron diseñados prácticamente todos en los EEUU, donde se definieron también los umbrales más significativos para situaciones de lluvias fuertes u otros tipos de fenómenos adversos (ej: Maddox *et al.*, 1979).

En la tabla 2.4 se indican cuales son los parámetros más comunes en el análisis termodinámico realizado en el Mediterráneo Occidental y cuales son los umbrales obtenidos por los diferentes autores.

Capítulo 2: Estado del arte

Índice	Región	Débil	Moderado	Fuerte
CAPE	General	300 a 1000	1000 a 2500	2500 a 5300
KI	Este de las Rocosas	20 a 26	26 a 35	> 35
	Oeste de las Rocosas	15 a 21	21 a 30	> 30
LI	General	0 a -2	-3 a -5	-5
SI	Europa	< 39	> 40 y < 46	> 46
TT	Oeste de las Rocosas	48 a 51	52 a 54	> 54
	Este de las Rocosas	44 a 45	46 a 48	> 48
	Europa	> 42	> 48	> 50

Tabla 2.4. Algunos de los índices termodinámicos más habituales, con umbrales para diferentes regiones

2.7.2. Factores en la escala sinóptica

Quizás el aspecto meteorológico mejor definido de los episodios de lluvias fuertes en Catalunya sea el de la escala sinóptica. El hecho de disponer de información a esta escala desde hace más tiempo ha permitido realizar estudios detallados (Barrera *et al.*, 2003, *Atlas Climàtic de Catalunya*, 1999). Los episodios mejor conocidos son los que suelen producir las inundaciones más catastróficas. Sin embargo, todos los tipos de casos han sido más o menos analizados y bien determinados. Es por esto que aquí no se tratará la escala sinóptica, excepto en este apartado.

Los estudios realizados por Ramis *et al.* (1994) y Llasat *et al.* (1996) sobre el episodio de Octubre de 1987, especialmente, y otros casos, en general (Llasat, 1987), muestran que los factores más importantes son:

- La circulación ciclónica a través de la troposfera, la cual favorece la advección de aire cálido y húmedo hacia la región analizada, desde el Atlántico, produciéndose un incremento en la temperatura. Esta circulación, así como el aumento de temperatura, suelen beneficiarse de una situación anticiclónica sobre Europa, con presencia de bajas presiones en el oeste de la Península Ibérica. Para analizar matemáticamente este factor se utiliza la convergencia de vapor de agua.

- Los forzamientos casi-geostroficados verticales de ascenso en niveles bajos, pero no en 500 hPa. Los análisis de la función del forzamiento vertical sirven para determinar la importancia de los ascensos verticales a gran escala.

Capítulo 2: Estado del arte

- Factores termodinámicos apropiados en la atmósfera vertical que dan lugar a inestabilidad potencial en la región, la cual se mide a partir de la diferencia de temperatura potencial equivalente entre los niveles de 500 y 1000 hPa.

En general, para realizarse estos análisis se cuenta con diferentes herramientas, destacando los modelos de área limitada (L.A.M.), como es el caso del HIRLAM del INM, o las imágenes de satélite.

Los mapas sinópticos suelen ser, para los días en los cuales ocurren los episodios, bastante poco informativos, sin características marcadas sobre la región (Llasat y Puigcerver, 1994; Barrera *et al.*, 2003). Sin embargo, cabe destacar la posición de un potente anticiclón sobre Centro Europa, el cual produce presiones moderadamente altas sobre Catalunya. Estas presiones decaen, sin embargo, de manera espectacular tras el inicio del episodio de lluvias fuertes. La posición del anticiclón provoca un realce del flujo del sur en la baja troposfera, mientras que la inversión de subsidencia permite un almacenamiento de humedad y temperatura. Precisamente la temperatura que se registra durante los episodios de lluvias fuertes es notablemente superior a la media para el período en que ocurren. Esta misma circunstancia se registra con la temperatura del mar Mediterráneo, un mar que ya de por sí es cálido (Jansà, 1990).

Los factores citados anteriormente provocan una fuerte evaporación de agua del mar, que se convertirá en masa de agua precipitable y una notable inestabilidad potencial atmosférica (Ramis *et al.*, 1994). La entrada de un chorro subtropical provoca que el aire húmedo e inestable se propague por gran parte del Mediterráneo Occidental. En algunos casos aparece una marcada depresión situada al oeste de Catalunya, la cual ayuda a marcar todavía más el flujo del sur sobre la región. El campo de viento tiende a ser poco importante en todos los niveles, aunque se dan casos en los cuales los episodios de precipitaciones fuertes vienen acompañados de intensos vientos. En general, tiende a predominar la componente E o SE en superficie, la cual favorece la entrada de la masa de aire húmeda sobre la región, mientras que en altura es del W.

Finalmente cabe decir que trabajos más recientes han demostrado la presencia de una baja, usualmente producida por ciclogénesis mediterránea, simultánea a los episodios de lluvias fuertes (Jansà *et al.*, 1995, 1996; Jansà, 1997; Llasat y Rigo, 2003).

2.7.3. Puntos importantes en la mesoescala

Está claramente demostrado que los mecanismos de la mesoescala son necesarios y responsables del disparo de la convección dentro de un ambiente sinóptico favorable (Llasat *et al.*, 1996; Doswell, 1996). La gran cantidad de fenómenos que se producen en esta escala (que

engloba desde los pocos kilómetros hasta varios millares) hacen que el estudio de ésta sea básico para conocer los factores que hacen que un episodio afecte a una región u otra.

El análisis mesoescalar se puede realizar de dos maneras, de manera objetiva, es decir, mediante el uso de un modelo numérico, o bien de forma subjetiva, aplicando los criterios del meteorólogo sobre un mapa sinóptico, en el cual se trazan nuevas isolíneas con intervalos menores (Jansà, 1990). En ambos casos se deben tener en cuenta muy especialmente aquellos modelos conceptuales conocidos, que en muchos casos son básicos en un episodio de lluvias fuertes, pero que el análisis sinóptico es incapaz de reconocer. Los más conocidos son los que se presentan a continuación:

- Los **dipolos orográficos**: son estructuras mesoescalares de presión que consisten en una anomalía positiva situada a barlovento de la cadena montañosa donde se producen, y otra negativa (depresión) localizada a sotavento, siempre teniendo en cuenta el flujo general, macroescalar, que cruza la dificultad orográfica. La consecuencia más importante de este fenómeno es la redistribución del campo de vientos en la región analizada, siendo posible la generación de líneas de convergencia. Los posibles efectos de reforzamiento de un dipolo orográfico son: el dinámico o de rozamiento, el de föhn, el de embolsamiento de aire frío a barlovento y su opuesto, el del calentamiento a sotavento. Consecuencia de los dipolos orográficos son también:

- Algunos sistemas de **vientos locales**, como es el caso del bien conocido mistral-tramontana-cierzo (Campins *et al.*, 1997), en el NE de la Península Ibérica o el bora (Vucetic, 1997)
- El **empaquetamiento de isóbaras** en una valle angosto o un estrecho

- Las **singularidades térmicas**, las cuales pueden ser uno de los factores más importantes en la generación de perturbaciones de esta escala. Un caso particular de singularidad térmica es el que da lugar a los **regímenes de brisa**, especialmente en zonas costeras, cuya similitud con los regímenes monzónicos es muy elevada

- Las **singularidades cinemáticas**, que juegan un papel muy importante en la generación o canalización de zonas de convección, así como en la deformación de los campos de viento en altura

- Las **estructuras convectivas organizadas**, como los llamados Sistemas Convectivos en Mesoescala, con un frente de turbonada bien definido así como con la aparición de un alta mesoescalar consecuencia del descenso de aire frío

Pese a la gran cantidad de información obtenida a través de ellos, los análisis subjetivos están dejando de ser utilizados, siendo substituidos habitualmente por los objetivos. Los problemas que han llevado a este cambio pueden resumirse a continuación (son problemas

propios del análisis mesoescalar, sea subjetivo u objetivo): la necesidad de un mapa de grandes dimensiones con una escala de aproximadamente 1:5.000.000, los intervalos de las isolíneas (con pasos muy inferiores a los de la escala sinóptica), la necesidad de una gran densidad de datos, la dificultad en la separación de escalas dentro de la información de los datos meteorológicos, la coherencia de las diferentes variables, el uso de información no convencional (como imágenes de satélite), o, finalmente, el conocimiento de los ya citados modelos mesoescalares. Todo esto hace que sea poco común ver análisis subjetivos en la predicción, aunque quizás el campo en el cual se continúan utilizando con más asiduidad es en el del estudio a posteriori de situaciones que han dado lugar a episodios de fenómenos extremos (Ramis *et al.*, 1994).

Uno de los aspectos más importantes a escala mesoescalar y que mejor definen las características meteorológicas de la región analizada es la existencia de la llamada masa de aire mediterráneo (Jansà, 1997, Llasat *et al.*, 2000). Ésta viene caracterizada por el entorno geográfico, marcado por un mar profundo con temperaturas bastante cálidas en superficie, el cual está rodeado por una barrera montañosa casi continua (con alturas comprendidas entre los 1500 y los casi 5000 m). Esta barrera ayuda a mantener una masa de aire en los niveles bajos en contacto con el mar, hecho que provoca que adquiera una temperatura más elevada de lo normal en nuestras latitudes. Esta masa de aire acompañada de aire frío en altura es uno de los ingredientes que favorecen las situaciones de tiempo adverso habituales en toda la región.

2.7.4. Otros aspectos no meteorológicos a tener en cuenta

Doswell *et al.* (1996) citan algunos de los puntos que pueden ayudar a que se produzcan inundaciones en un episodio de lluvias fuertes. Entre ellos destaca la presencia de grandes cantidades de precipitación (para la cual son necesarias una gran eficiencia pluviométrica y una duración elevada). Las grandes acumulaciones pluviométricas debido al paso de grandes estructuras de precipitación o por el movimiento casi-estacionario de un sistema convectivo mesoescalar. Sin embargo, no cita otros factores como pueden ser (McCoy, 2003; Vis *et al.*, 2003; Ganoulis, 2003):

- Condiciones de suelo saturado debido a episodios de lluvias anteriores
- Niveles altos en ríos debido a lluvias previas
- Temperaturas extremadamente frías seguidas de deshielos importantes de placas heladas
- Deshielos de nevadas rápidos

Capítulo 2: Estado del arte

- Incremento del uso del suelo con fines antropogénicos (Elbaz-Poulichet *et al.*, 2003, Kallos *et al.*, 1997)

Además hay que tener en cuenta la naturaleza del terreno y la vegetación de la cuenca. Tanto la lluvia interceptada por la vegetación como la infiltrada en el terreno reducen considerablemente la formación de escorrentía y, por tanto, los caudales. La vegetación fija el terreno y evita la erosión principalmente en terrenos de gran pendiente. De ahí la importancia de los efectos de la deforestación, que son mucho más importantes en los países mediterráneos que en los del centro y norte de Europa debido a que en estos últimos las áreas deforestadas se cubren rápidamente de hierba y maleza. A estos factores hay que añadir la intervención humana sobre el propio río, que puede cambiar las características hidráulicas y el régimen de avenidas. Estos aspectos no son analizados en este trabajo, aunque, especialmente la intervención antropogénica ha resultado útil en algunos episodios, ya que al afectar a zonas pobladas la información recogida ha podido ser mayor.