



Facultat de Ciències

Memòria del Treball de Fi de Grau

Análisis bibliográfico del concepto Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM)

Gema Martín Rodríguez

Grau de Física

Any acadèmic 2016-17

DNI de l'alumne: 43228755W

Treball tutelat per Romualdo Romero March.
Departament de Física.

S'autoritza la Universitat a incloure aquest treball en el Repositori Institucional per a la seva consulta en accés obert i difusió en línia, amb finalitats exclusivament acadèmiques i d'investigació	Autor		Tutor	
	Sí	No	Sí	No
	X		X	

Paraules clau del treball:

Meteorologia, mesoescala, convección, supercélula, línea de turbonada.

Índice

1. Introducción	2
2. CAPE	4
2.1. Empuje hidrostático	4
2.1.1. Etapa 1	5
2.1.2. Etapa 2	5
2.1.3. Etapa 3	6
2.1.4. Etapa 4	6
3. Cizalladura y tormentas convectivas	8
3.1. Interacción entre la cizalladura y la bolsa de aire frío	8
3.1.1. Vorticidad horizontal	8
3.2. Interacción entre la cizalladura y las corrientes ascendentes	10
3.3. Las tormentas aisladas y la cizalladura	12
3.3.1. Células ordinarias	12
3.3.2. Sistemas multicelulares	13
3.3.3. Supercélulas	15
3.4. Los sistemas de tormentas y la cizalladura	16
3.4.1. Líneas de turbonada	16
3.4.2. Ecos en arco	17
3.4.3. Complejos convectivos de mesoescala (CCM)	18
3.4.4. Vórtices convectivos de mesoescala (VCM)	19
4. Casos de las Islas Baleares	20
4.1. 4 de octubre del 2007	20
4.2. 29 de octubre del 2013	23
5. Bibliografía	29

1. Introducción

Para poder explicar los sistemas convectivos de mesoescala ("mesoscale convective system") es necesario hablar antes de la mesoescala. Ésta se refiere al tamaño de los sistemas del tiempo atmosférico más pequeños que la escala sinóptica meteorológica (también llamada gran escala, de longitud horizontal del orden de 2000 km o más, es la más utilizada para estructuras como vaguadas (troughs), dorsales, anticiclones, depresiones y frentes de latitudes medias), que es más más grandes que la microescala (utilizada para el estudio de los fenómenos atmosféricos de corta duración, y con tamaños de 1 km o menos) y la escala de tormenta que caracteriza a las nubes tipo cúmulo.

Hay una relación muy estrecha entre los modelos sinópticos y los de mesoescala, podríamos decir que el modelo sinóptico da impulso y guía al de mesoescala.

A diferencia de los procesos meteorológicos sinópticos, asociados a longitudes de onda mayores de 2000 Km y que suelen persistir durante días y hasta semanas, las estructuras de mesoescala oscilan de la escala casi sinóptica (mesoescala-alfa) a las células nubosas individuales, de dimensiones entre 1 y 20 Km, y que duran menos de una hora (mesoescala-gamma), pasando por la mesoescala-beta:

Nombre	Dimensiones	Estructura meteorológica típica
Mesoescala-alfa (α)	200–2000 Km ; 6h a 2 días	Huracanes pequeños, anticiclones débiles...
Mesoescala-beta (β)	20–200 Km ; 30 min a 6 h	Campos de vientos locales, vientos de montaña...
Mesoescala-gamma (γ)	2–20 Km ; 3 a 30 min	La mayoría de las tormentas, cúmulos grandes...

Los sistemas convectivos de mesoescala son grupos organizados de tormentas que producen precipitación en un área de 100 km o más en al menos una dirección. Estos sistemas empiezan siendo torres convectivas, a continuación crecen y crean una circulación vertical convectiva-estratiforme (Matthew, Parker y Richard 2000) y, finalmente terminan su ciclo de vida como región de lluvias stratiformes.

Estos sistemas contienen estructuras de corrientes ascendentes y descendentes complejas, sin embargo, la fase de madurez de la mayoría de los sistemas convectivos maduros se puede representar en términos de corrientes de mesoescala ascendentes o descendentes, la disposición e inclinación de las cuales varía según el tipo y modalidad del sistema. La inclinación de la corriente ascendente depende de la cizalladura ambiental, es decir, depende de la diferencia en la velocidad o dirección del viento entre dos altitudes de la atmósfera terrestre.

En algún momento de su vida, todos los sistemas convectivos de mesoescala generan precipitación desde un agrupamiento de torres convectivas, desde una capa de nubes stratiformes (nubes stratificadas blanquecinas y que ocupan grandes extensiones) o desde ambos (Bluestein 1986). Al igual que la disposición de las corrientes de mesoescala, la organización de la precipitación convectiva y stratiforme varía en función del tipo y la modalidad del sistema. Pueden ocurrir varias modalidades como etapas del ciclo de vida de un sistema convectivo de mesoescala.

El ciclo de vida de un sistema convectivo de mesoescala típico empieza con una fase de crecimiento en la que predominan las torres convectivas, las cuales se inician a menudo por el calentamiento diurno. Estas torres crecen y transportan partículas de distintos tamaños (desde las suspendidas en la nube hasta las de precipitación) hasta la alta troposfera, allí se extienden para formar una región de precipitación en su fase de madurez. Además se forma precipitación stratiforme por la condensación que ocurre en el lugar y la deposición en la región stratiforme. A medida que el sistema se disipa, las células convectivas disminuyen y predomina la región de lluvia stratiforme.

En la mayoría de los sistemas convectivos de mesoescala predominan las corrientes convectivas ascendentes y descendentes y una pareja de corrientes de mesoescala, una ascendente y la otra descendente, en la región stratiforme. La convergencia en niveles bajos provoca el crecimiento de las torres convectivas debido a un mecanismo de elevación y vuelco de capa ("layer overturning"), provocando las corrientes ascendentes (Fig. 1, A). Según el perfil de cizalladura ambiental y el movimiento del sistema, las partículas transportadas a gran altura viajan corriente arriba, corriente abajo o en ambas direcciones, creando

con el tiempo una estructura de yunque que se ensancha, además en esa dirección se crea una zona de reflectividad baja. Esto produce la región de precipitación estratiforme (B). A medida que las partículas previamente suspendidas caen, el enfriamiento latente, producido por la fusión y sublimación de las partículas en o cerca del nivel de fusión y en la base del yunque estratiforme, y el peso del agua condensada forman una corriente descendente y una bolsa de aire frío (C), parte de este aire empuja la corriente convectiva ascendente en o cerca de los niveles inferiores y aumenta la convergencia en niveles bajos, esto genera una retroalimentación positiva que intensifica la corriente ascendente. En la región estratiforme se produce una fusión de las partículas de hielo, lo que produce una capa de alta reflectividad que se denomina «banda brillante».

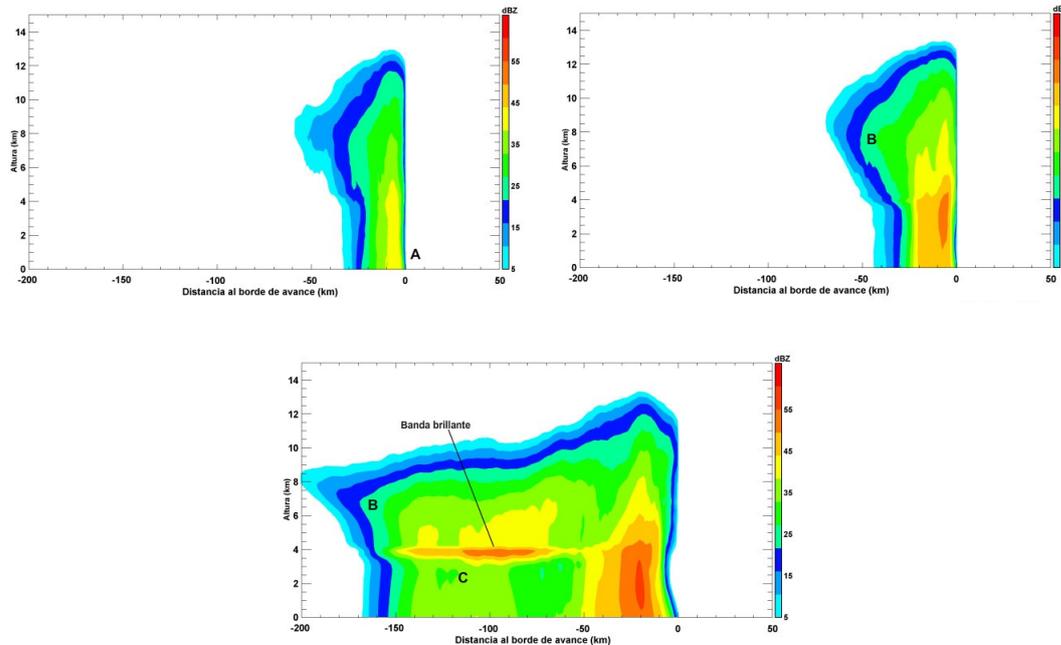


Figura 1: Corrientes convectivas y sus consecuencias.

Tanto en las latitudes medias como en regiones tropicales, los sistemas convectivos de mesoescala suelen presentar perfiles de cizalladura débiles o en línea recta en los niveles medios. En estos entornos la mayor parte de la cizalladura del viento se encuentra en los niveles bajos. El borde de aire frío se mantiene debajo de las torres convectivas debido al balance entre la vorticidad provocada por la cizalladura y la producida por la bolsa de aire frío y alimenta a las corrientes ascendentes convectivas y de mesoescala y a las correspondientes corrientes descendentes (Fig. 2). Si no existiera cizalladura a niveles bajos, los sistemas convectivos serían mucho menos longevos. Cuanto mayor es esta cizalladura, mayor es la posibilidad de que se formen vientos de superficie intensos y de larga duración.

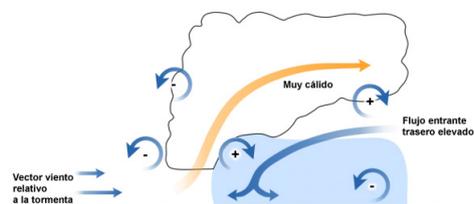


Figura 2: Corrientes de aire y perfiles de cizalladura en SCM.

Como ya se ha mencionado, la cizalladura en la troposfera media y baja es un factor importante en la orientación de la línea turbonada, pero el elemento fundamental es la CAPE, esta determina su profundidad y duración.

2. CAPE

La CAPE es un parámetro que nos indica cuanta energía está disponible para la convección en caso de que ésta se inicie y representa el área que conecta el nivel de convección libre (LFC) al nivel de equilibrio (EL). Esta área brinda una medida de los efectos integrados de las diferencias de temperatura potencial entre la parcela ascendente y su ambiente, además esta capa representa las condiciones medias de calor y humedad que alimentan las tormentas convectivas (Houze 1993).

Sus valores pueden variar entre 0 y unos pocos miles, indicando un mayor grado de inestabilidad cuanto mayor es su valor.

Para poder entender lo que significa CAPE es necesario tener unos conocimientos mínimos sobre los procesos adiabáticos y sus implicaciones en procesos convectivos.

En algunos casos es posible suponer que los movimientos verticales de aire se llevan a cabo sin que el aire que sufre el movimiento intercambie energía con el aire de su alrededor. Uno de los casos es el de los movimientos ascendentes a los que se ve sujeto el aire durante la convección. Por lo tanto los cambios de temperatura y humedad que sufre una partícula de aire ascendente están forzados casi exclusivamente por el cambio de presión al que se ve sometida durante su ascenso. Al ascender, la presión atmosférica a la que se ve sometida la parcela desciende, lo que provoca un incremento en su volumen, una disminución en su densidad y temperatura y un incremento en su humedad relativa.

Si suponemos que el aire no está saturado, es decir, con una humedad relativa por debajo del 100 %, pierde temperatura siguiendo el gradiente adiabático seco (1°C cada 100 m aproximadamente) hasta que llega a la temperatura de rocío, momento en el que la humedad contenida en forma de vapor de agua empieza a condensar en pequeñas gotas de agua y la parcela se ve afectada por el gradiente adiabático húmedo (0.5°C cada 100 m aproximadamente).

El gradiente adiabático es importante, debido a que si conocemos la temperatura y humedad inicial de la parcela de aire, mediante la aplicación de los gradientes mencionados, es posible deducir la temperatura y humedad que tendrá la parcela de aire en los distintos niveles de la troposfera, y por lo tanto, saber si dicha parcela tendrá tendencia a seguir con su ascenso o no.

Para saber cuándo sigue o no con el ascenso es necesario introducir el concepto de empuje hidrostático o flotabilidad:

2.1. Empuje hidrostático

El empuje hidrostático o flotabilidad es la fuerza que empuja una burbuja o partícula de aire hacia arriba en respuesta a una diferencia de densidad entre esa partícula y el aire circundante (Houze 1993). Los procesos de empuje hidrostático (Houze 2004) son fundamentales en la generación de corrientes convectivas ascendentes y descendentes debido a que dicha fuerza provoca la aceleración vertical de las partículas de aire. El contenido de vapor de agua y el aumento de la temperatura potencial aumentan el empuje hidrostático. En cambio, el agua en la nube y la precipitación contribuyen a disminuirlo.

En situaciones de movimiento de gran escala, el empuje hidrostático y la fuerza del gradiente vertical de presión se hallan en equilibrio hidrostático, pero si el movimiento abarca una escala pequeña, como en el caso de la convección, el empuje hidrostático puede superar considerablemente la fuerza del gradiente vertical de presión y las aceleraciones verticales resultantes pueden ser mucho mayores a las que se asocian con los movimientos de gran escala.

Cuando la cizalladura vertical del viento es débil, el empuje hidrostático es el mecanismo de control que predomina en las corrientes convectivas ascendentes y descendentes. Si la cizalladura es más fuerte, se producen interacciones entre las corrientes ascendentes y la cizalladura que intensifican o suprimen la aceleración vertical.

El empuje hidrostático se compone de cuatro etapas:

2.1.1. Etapa 1

Es un ambiente inestable en el cuál el aire cuando alcanza su nivel de convección libre (LFC) sigue ascendiendo al encontrarse más cálido que el aire circundante (Fig. 3).

El nivel de convección libre es la altura en la que una parcela de aire que ha ascendido se vuelve más cálida, es decir, el punto en el que la parcela de aire se encuentra por encima de la temperatura ambiental de su alrededor y por lo tanto menos densa que el aire adyacente. Cuando la parcela alcanza este nivel, y se vuelve menos densa que el aire circundante, sigue ascendiendo hasta que se vuelve tan fría como el aire de su alrededor. Este nivel superior es el llamado nivel de equilibrio (EL).

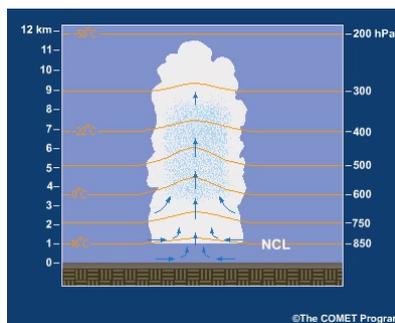


Figura 3: Etapa 1. Ambiente inestable en el que el aire alcanza su LFC.

2.1.2. Etapa 2

Cuando la parcela alcanza el nivel de equilibrio donde su temperatura es igual a la del ambiente circundante posee un momento ascendente (Fig. 4) lo que provoca que el ascenso continúe un poco más allá del nivel de equilibrio. Esto produce la penetración de la cima de la nube en la tropopausa, por encima del yunque de la tormenta.

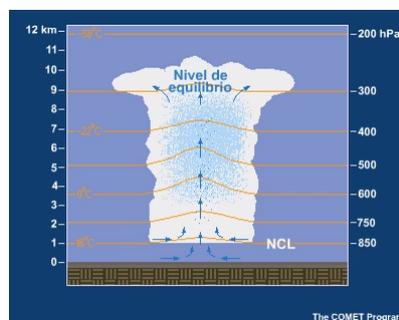


Figura 4: Etapa 2. Ascenso de la parcela por encima del nivel de equilibrio.

En este punto, la parcela es más fría que el aire adyacente y vuelve a descender hasta el nivel de equilibrio. A continuación el aire puede oscilar verticalmente cerca del nivel de equilibrio, pero este efecto se amortigua con el tiempo. A medida que se repite este proceso, la parcela se acumula en este nivel y se extiende lateralmente, lo que crea el yunque de la nube.

A la vez, la humedad se condensa en el aire de las corrientes ascendentes y, cuando el peso de esta humedad condensada supera la capacidad que tiene la corriente ascendente de sostenerla, empieza a precipitar a través de ésta.

2.1.3. Etapa 3

El empuje hidrostático positivo puede ser reducido considerablemente por el peso del agua condensada (Fig. 5) de forma que el efecto inicial de la precipitación consiste en arrastrar aire hacia abajo.

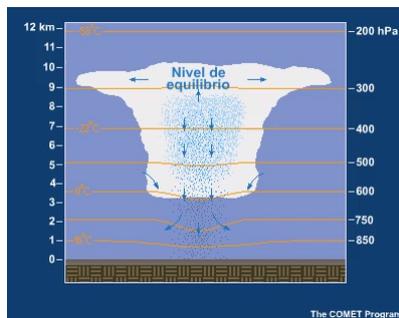


Figura 5: Etapa 3. Reducción del empuje hidrostático debido al agua condensada.

2.1.4. Etapa 4

Cuando la corriente descendente alcanza la superficie, se expande y forma una bolsa de aire frío (Fig. 6). La corriente descendente y la expansión de la bolsa de aire frío representan las etapas finales del ciclo de vida de la célula convectiva. Llegado a este punto, el empuje hidrostático es completamente negativo.

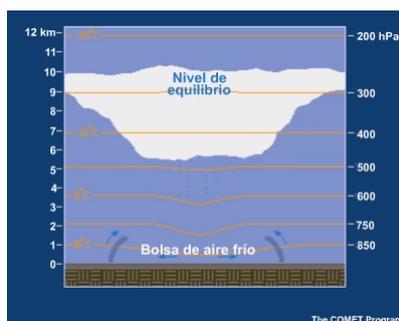


Figura 6: Etapa 4. Etapa final de la célula convectiva.

Una vez explicada la flotabilidad, se puede seguir con la CAPE, éste integra en un único valor toda la energía disponible para el ascenso de una parcela de aire superficial que ha llegado hasta el nivel de convección libre. El cálculo se realiza a partir de la diferencia de temperatura entre la parcela de aire y el aire de su entorno para cada estrato atmosférico que queda dentro de la región de interés. En la Figura 7 la región pintada de color amarillo es la CAPE, delimitada por abajo por el nivel de convección libre y por arriba por el nivel de equilibrio.

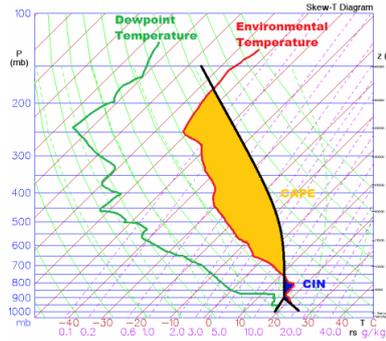


Figura 7: Región que delimita la CAPE Y el CIN.

En la imagen aparece una región marcada como CIN, se trata de un parámetro que mide la energía existente en la troposfera que se opone al inicio de la convección. Un valor alto de este parámetro puede llegar a impedir que una parcela alcance el nivel de convección libre y evitar la formación de tormentas incluso si las condiciones en altura son muy inestables.

A mayor CIN hay una mayor resistencia para elevar una parcela y, si en unas determinadas zonas se tienen valores apreciables de CIN, se necesita algún mecanismo adicional para que se produzca convección. Existen tres mecanismos principales:

- Aumento de la humedad en niveles bajos (humectación)
- Aumento de la temperatura en niveles bajos (calentamiento)
- Ascenso de la columna motivado por las circulaciones de escala sinóptica.

Por lo tanto, para que se dé convección, es necesario un valor de CAPE cuanto más elevado mejor y unos bajos valores de CIN, aunque si se consiguen formar tormentas con un CIN elevado éstas serán severas.

Debido a la complejidad de los procesos convectivos y al hecho de que no todas las parcelas de aire que alimentan la convección proceden siempre del mismo estrato atmosférico, existen distintas medidas de CAPE.

Hasta ahora se ha hecho referencia a parcelas de aire superficial, pero la convección puede iniciarse con parcelas procedentes de otras zonas de la troposfera. En general se puede hablar de tres cálculos de CAPE:

- **SBCAPE:** Se trata del CAPE calculado a partir de parcelas de aire superficiales.
- **MLCAPE (Mixed Layer CAPE):** Se trata del CAPE calculado a partir de una mezcla de aire superficial. Típicamente se cogen los primeros 100 hPa de la troposfera (unos 1000m).
- MUCAPE (Most Unstable CAPE):** Se calcula la CAPE que tendrían distintas parcelas de aire ubicadas entre la superficie y unos 700 hPa (3000m) y se coge el mayor valor obtenido.

El SBCAPE es una muy buena primera aproximación, pero se trata sólo de eso, de una aproximación. Entre otros problemas, resulta que la asunción de proceso adiabático no funciona muy bien para la parte más superficial de la atmosfera. En ese aspecto, el MLCAPE es mucho más realista.

Por su parte, el MUCAPE, al considerar que la convección se puede iniciar con parcelas de aire que inicialmente se encuentran a una altitud de hasta 3000m, es un muy buen indicador de convección elevada, que es precisamente aquella convección que se inicia con parcelas que inicialmente se encuentran en capas relativamente alejadas de la superficie terrestre.

3. Cizalladura y tormentas convectivas

Como ya se ha explicado, cuando la cizalladura vertical del viento es débil, el empuje hidrostático es el mecanismo de control dominante para las corrientes convectivas ascendentes y descendentes. Sin embargo, conforme aumenta la intensidad de la cizalladura, los vientos del entorno interactúan con las corrientes ascendentes y descendentes de la tormenta y pueden afectar en gran medida a la organización y duración de las tormentas convectivas.

3.1. Interacción entre la cizalladura y la bolsa de aire frío

La cizalladura vertical del viento afecta a la organización de las tormentas aumentando la capacidad del flujo de salida de la tormenta (la bolsa de aire frío o "cold pool", Fig. 8) para desencadenar nuevas tormentas. La bolsa de aire frío solo puede desencadenar nuevas células si el movimiento ascendente en su borde de avance es capaz de levantar el aire cálido hasta el nivel de convección libre (LFC). Si el ambiente es uniforme y la cizalladura vertical del viento es débil, ninguna parte del frente de racha ("gust front") favorecerá la evolución de nuevas células. Pero, generalmente la atmósfera no suele ser uniforme, sino que suele haber áreas a lo largo de la frontera del flujo de salida donde el aire cálido que ha ascendido puede alcanzar el LFC con mayor facilidad.



Figura 8: Aumento de la bolsa de aire frío debido a la cizalladura.

A medida que aumenta la cizalladura vertical del viento, la interacción entre la cizalladura y la bolsa de aire frío se convierte en un factor adicional que puede intensificar el ascenso en un lado preferencial de la tormenta. Podemos describir esta interacción entre la cizalladura y la bolsa de aire frío mediante el concepto de vorticidad horizontal.

3.1.1. Vorticidad horizontal

Un perfil vertical del viento con cizalladura conduce a vorticidad horizontal en la atmósfera. Para visualizar la vorticidad se podría imaginar una rueda de paletas orientada en sentido paralelo a la dirección de la cizalladura (Fig. 9) pero hay que recordar que es una forma de visualizarla y que en realidad el aire del ambiente no rota sobre un eje horizontal.

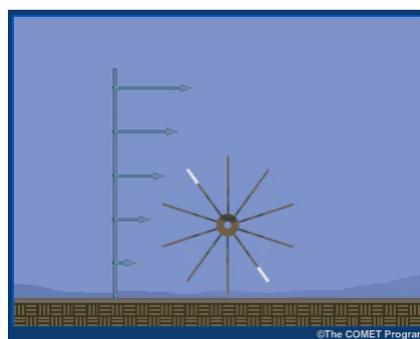


Figura 9: Visualización de la vorticidad horizontal.

La vorticidad asociada a la cizalladura vertical puede intensificar el ascenso más en un lado de la bolsa de aire frío que en otro. Para poder comprender este fenómeno, además de las propiedades generales de la vorticidad, es preciso estudiar de forma específica como la interacción de diversos campos de vorticidad afecta al flujo general.

Por ejemplo, si dos regiones de vorticidad horizontal de igual magnitud y tamaño, una positiva y otra negativa, están muy cerca entre sí, la suma de los movimientos ascendentes que se producen a la derecha del vórtice negativo y a la izquierda del vórtice positivo genera un intenso chorro o "jet" de movimiento vertical entre los dos vórtices (Fig. 10).

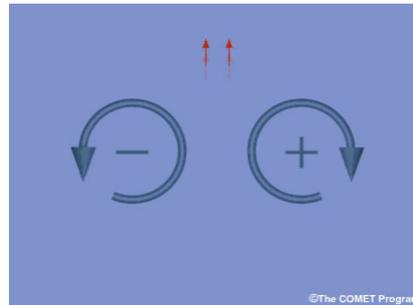


Figura 10: Dos regiones de vorticidad de igual magnitud que producen un chorro vertical.

En cambio, si uno de los vórtices es más intenso que el otro (Fig. 11), el aire entre ellos se ve arrastrado principalmente hacia el lado del vórtice más intenso.

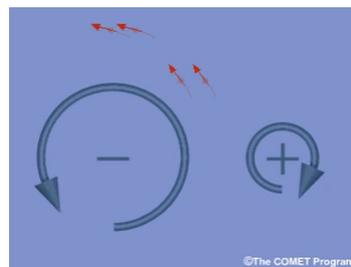


Figura 11: Dos regiones de vorticidad de distinta magnitud que producen un chorro inclinado.

A continuación se muestra una serie de simulaciones numéricas bidimensionales en las cuales se permitió que una bolsa de aire frío se expandiera bajo las condiciones creadas por tres perfiles de cizalladura vertical del viento diferentes. Los colores asignados a la temperatura representan las temperaturas más frías de una bolsa de aire frío que se expande en sentido lateral y los vectores ilustran los vientos del entorno y los patrones de circulación alterados. Los vectores viento se presentan dentro de un marco de referencia que se desplaza aproximadamente con la bolsa de aire frío a una velocidad de 20 m/s y a intervalos de 700 m en la vertical y de 2000 m en sentido horizontal:

Si la bolsa de aire frío aporta mucha más vorticidad que la cizalladura (Fig. 12) el ascenso del aire ambiental alcanza la altura de la bolsa de aire frío y después se arrastra hacia atrás.

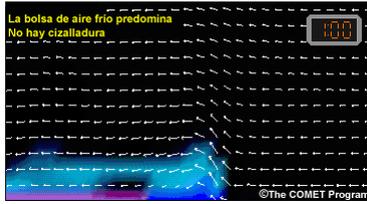


Figura 12: Expansión de la bolsa de aire frío sin cizalladura.

Si la bolsa de aire frío y la cizalladura aportan vorticidad en medidas casi iguales (Fig. 13) se produce un chorro vertical que levanta tanto el aire ambiental como el de la bolsa de aire frío hasta un nivel mucho mayor que la altura de la bolsa de aire frío. Éste es el caso óptimo para el ascenso más intenso.

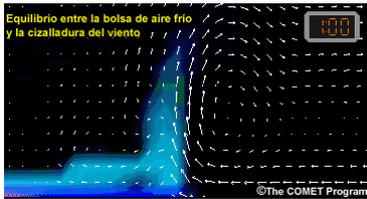


Figura 13: Equilibrio entre la bolsa de aire frío y la cizalladura del viento.

Si la cizalladura aporta más vorticidad que la bolsa de aire frío (Fig. 14) el aire delante de la bolsa de aire frío se arrastra hacia arriba y da la vuelta en la dirección de propagación de la cizalladura.

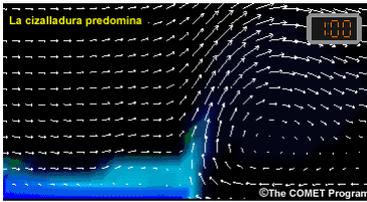


Figura 14: Dominio de la cizalladura sobre la bolsa de aire frío.

3.2. Interacción entre la cizalladura y las corrientes ascendentes

La interacción entre la cizalladura vertical del viento y las corrientes ascendentes contribuye a aumentar la capacidad de organización de las tormentas. La forma más evidente del aumento de esta capacidad de organización es cuando la cizalladura vertical del viento inclina la corriente ascendente. Conviene recordar que inicialmente la cizalladura vertical del viento quita energía a la corriente ascendente, de tal manera que si la corriente ascendente es débil en comparación con la cizalladura vertical del viento, la nube en vía de desarrollo puede desintegrarse y no llegarse a convertir nunca en una tormenta.

El impulso vertical de la corriente ascendente se transforma en un impulso horizontal que provoca la inclinación de dicha corriente (Fig. 15). El grado de inclinación depende de la intensidad de la cizalladura vertical del viento y de la intensidad de la corriente ascendente. Para un determinado grado de cizalladura, una corriente ascendente más intensa y con mayor empuje ascensional no se inclinará tanto como una corriente ascendente más débil, esto ocurre simplemente por su mayor impulso vertical.

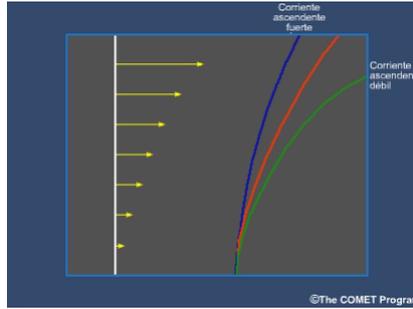


Figura 15: Inclinación de la corriente ascendente debido a su impulso vertical.

La inclinación de la corriente ascendente también se puede explicar mediante la vorticidad horizontal. A medida que una corriente asciende genera una vorticidad horizontal continuamente en sus lados. Ésta se explica por el gradiente horizontal de empuje hidrostático a través de la corriente ascendente, como el que se produce en los bordes de una bolsa de aire frío durante su expansión lateral.

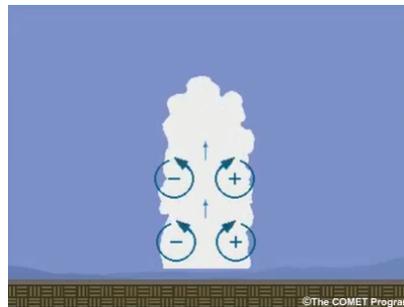


Figura 16: Equilibrio entre vorticidad negativa y positiva produciendo una corriente de trayectoria vertical.

En la Figura 16 se ve como se genera vorticidad positiva en la derecha y negativa en la izquierda. En un entorno sin cizalladura vertical del viento, la vorticidad positiva se mantiene en equilibrio con la vorticidad negativa y la corriente ascendente sigue una trayectoria vertical.

Si la cizalladura vertical del viento es profunda, la vorticidad horizontal asociada a esa capa de cizalladura aumenta la vorticidad horizontal asociada al gradiente de empuje hidrostático en la corriente ascendente. Esto provoca la inclinación de la tormenta hacia el lado en el que la vorticidad horizontal tiene el mismo signo que el entorno (Fig. 17). En otras palabras, la tormenta se inclina hacia el vector cizalladura, es decir, en la dirección de propagación de la cizalladura.

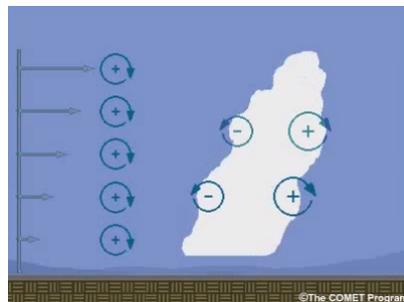


Figura 17: Dominio de la vorticidad positiva provocando inclinación de la tormenta.

Se considera ahora otro efecto causado por la interacción entre la cizalladura y una corriente ascendente, si la columna de corriente ascendente bloquea parcialmente el flujo ambiental, crea un efecto

dinámico de presión relativamente alta del lado de proveniencia de la cizalladura y de presión baja en la dirección de propagación de la cizalladura de la corriente ascendente. Conforme las parcelas de aire ascienden en un entorno sometido a cizalladura, el gradiente de alta a baja presión que atraviesa la corriente ascendente es el factor que realmente provoca la inclinación de la parcela ascendente en la dirección de propagación de la cizalladura (Fig. 18) y, por lo tanto, el que causa la inclinación de la tormenta.

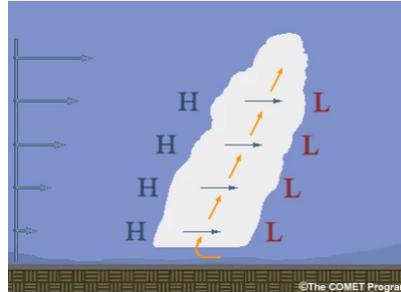


Figura 18: Inclinación de la tormenta debido al gradiente de presión.

3.3. Las tormentas aisladas y la cizalladura

Esencialmente, el elemento que controla la organización de la convección no es el empuje hidrostático, sino la cizalladura vertical del viento. Cuando la cizalladura modula la cantidad de ascenso generada por la bolsa de aire frío, influye tanto en la estructura de la tormenta como en su evolución.

3.3.1. Células ordinarias

La evolución de una tormenta pulsante ordinaria o unicelular se puede describir en términos de tres etapas: cúmulo, madurez y disipación.

La etapa de cúmulo comienza con una única corriente de aire ascendente que, por ser más cálido, es menos denso que el ambiente circundante (Browning 1978). Los torrecúmulos, la convergencia de humedad en la capa límite y los movimientos ascendentes son rasgos característicos de esta etapa. En esta etapa (Fig. 19) la nube tiene un aspecto blanco, excepto cerca de la base, que es plana y más oscura.



Figura 19: Aspecto de la nube en la etapa cúmulo.

Durante la etapa de madurez (Fig. 20) las gotas que precipitan crean una corriente descendente. La mezcla de la corriente descendente con el aire más seco de la troposfera inferior produce un fuerte enfriamiento evaporativo y el aire frío se extiende en forma de un frente de racha en la superficie. Esta etapa se caracteriza por el yunque, que se forma en el lugar donde la corriente ascendente se expande al alcanzar la tropopausa, que es estable. En esta etapa, la base de la nube es muy oscura y las intensas lluvias que genera se observan como una columna muy densa que se desprende de ella.



Figura 20: Aspecto de la nube en la etapa de madurez.

En un determinado momento, la corriente descendente corta el suministro de aire húmedo ascendente y comienza la etapa de disipación (Fig. 21) cuando la tormenta se desvanece. En este momento, la lluvia disminuye, la visibilidad mejora y las nubes se desvanecen.



Figura 21: Aspecto de la nube en la etapa de disipación.

3.3.2. Sistemas multicelulares

Un rasgo distintivo de los sistemas multicelulares organizados es que las células individuales del sistema tienden a parecerse a células ordinarias tanto en su estructura como en su evolución y cada una se desplaza a la velocidad del viento medio de la capa nubosa (Bluestein 1993).

En la Figura 22 se muestra un sistema multicelular maduro con células en varias etapas de desarrollo. El único rastro que queda de la célula 1 (la más antigua) es el yunque, que se halla más cerca del lugar de proveniencia de la cizalladura. Hacia la derecha, una tras otra vemos células en etapas cada vez más tempranas de desarrollo, siendo la más nueva la célula 5, la que se encuentra más lejos en la dirección de propagación de la cizalladura.

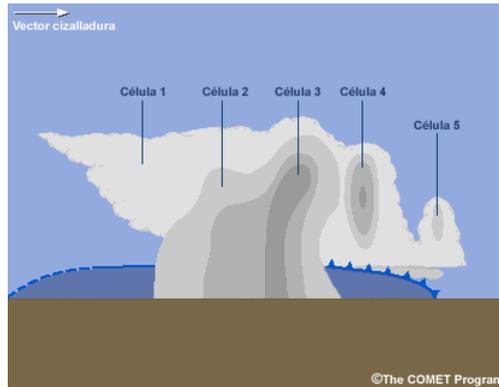


Figura 22: Sistema multicelular maduro en el que se aprecian células en varias etapas de desarrollo.

En un entorno con un régimen de cizalladura moderado, el frente de racha asociado a un sistema multicelular sigue extendiéndose en sentido horizontal (Fig. 23) pero el crecimiento de células nuevas se ve favorecido en el lado de propagación de la cizalladura hacia la bolsa de aire frío, donde el ascenso es más fuerte. Claro que el desarrollo de células nuevas se puede iniciar también en otros sitios a lo largo de la frontera de la corriente de salida dependiendo de factores externos. Además, si el viento en los niveles bajos es lo suficientemente intenso, el frente de racha no se extiende de forma simétrica.

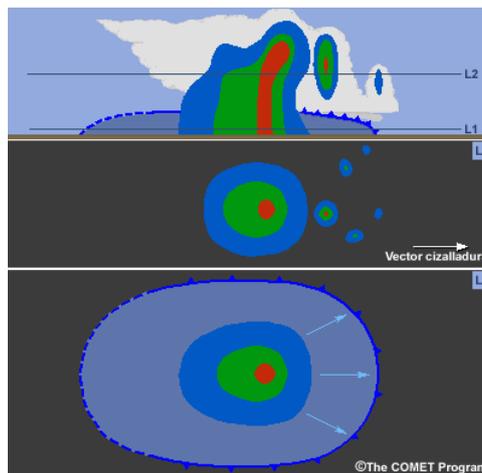


Figura 23: Extensión del frente de racha debido a un entorno con un régimen de cizalladura moderado.

Las tormentas multicelulares se desarrollan con la formación de células nuevas a lo largo del frente de racha de una célula existente (Weisman y Klempt 1986), al mismo tiempo que las células viejas alcanzan la etapa de madurez y se disipan. Una tormenta multicelular es un grupo de tormentas ordinarias en diferentes etapas de evolución, cuando hay cizalladura vertical del viento, los flujos de salida de un grupo de células aisladas de breve duración pueden combinarse para formar un único frente de racha extenso. Esto produce convergencia en la dirección de movimiento de la tormenta y lleva a la formación de células nuevas a lo largo y justo detrás del frente de racha. En un determinado momento, la corriente ascendente se separa de la corriente descendente (Fig. 24) y el resultado de este proceso de evolución es que las tormentas multicelulares pueden durar varias horas.

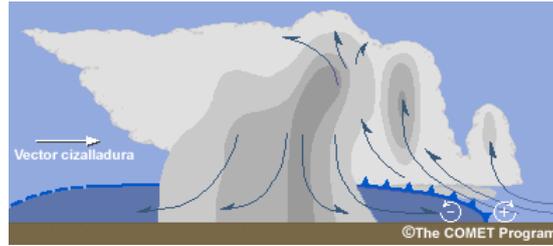


Figura 24: Separación de la corriente ascendente y descendente en un sistema multicelular.

3.3.3. Supercélulas

La interacción entre una corriente ascendente y un régimen de intensa cizalladura vertical del viento en línea recta puede generar una pareja de centros de rotación en los niveles medios de una tormenta que está creciendo (Fig. 25). Cuando la cizalladura vertical del viento alcanza un grado suficiente de intensidad, la rotación en los niveles medios y el forzamiento de la presión asociada pueden ser suficientes como para generar nuevas corrientes ascendentes en los costados de la tormenta. Cuando la cizalladura intensa es curva, favorece la formación de una corriente ascendente nueva en un lado o en el otro y, en determinadas circunstancias, esta rotación puede producir una corriente ascendente giratoria sostenida, que es una característica principal de las tormentas supercelulares, las cuáles con frecuencia provocan tiempo severo. Estas tormentas producen los tornados más violentos, granizo grande, vientos fuertes y lluvias intensas.

Las supercélulas se forman en entornos caracterizados por fuerte cizalladura en los cuáles la corriente ascendente de la tormenta inclina la región de vorticidad horizontal hacia arriba para formar una corriente ascendente giratoria.

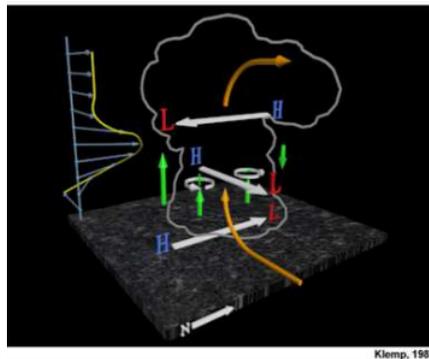


Figura 25: Pareja de centros de rotación a niveles medios.

A diferencia de las tormentas ordinarias, las supercélulas se caracterizan por una corriente ascendente giratoria (Davies 1984) que recibe el nombre de mesociclón. Por lo general, los mesociclones tienen una profundidad aproximada de 3 km y miden entre 2 y 10 km de ancho. El mesociclón (el círculo blanco en la Figura 26) crea el potencial de formación de tornados y lleva la cima de la nube a penetrar la tropopausa. Las supercélulas generan una intensa corriente descendente en su lado delantero, donde se forma una nube arcus saliente y suelen observarse lluvias intensas. La formación de tornados es también posible a lo largo del límite creado por la corriente descendente trasera.

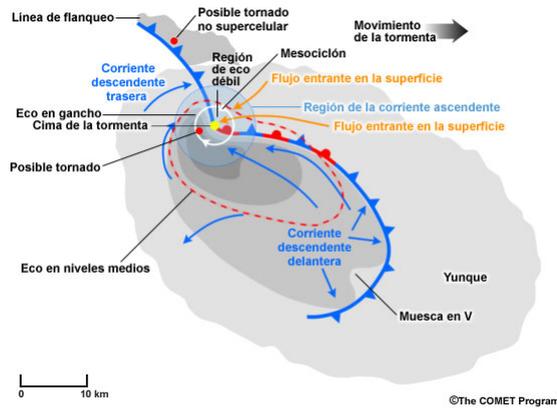


Figura 26: Célula que se desplaza hacia la izquierda en el hemisferio sur.

3.4. Los sistemas de tormentas y la cizalladura

Además de los tipos de tormentas aisladas que ya se han considerado, la convección se manifiesta de muchas formas. Entre los tipos de sistemas convectivos más conocidos, cabe destacar las líneas de turbonada, los ecos en arco ("bow echos"), los complejos convectivos de mesoescala (CCM) y los vórtices convectivos de mesoescala (VCM). En términos generales, se agrupan todas estas categorías de tormentas en el término más amplio de sistema convectivo de mesoescala (SCM).

3.4.1. Líneas de turbonada

La cizalladura vertical del viento controla de forma similar a la evolución de tormentas convectivas individuales, la evolución de los sistemas de tormentas más grandes. Las propiedades de los sistemas convectivos de mesoescala (SCM) dependen en gran medida de los perfiles de empuje hidrostático ambiental y de cizalladura del viento.

La intensidad y el grado de organización de los SCM basados en la capa límite aumentan cuando la magnitud de la cizalladura vertical del viento es mayor. El elemento unificador más importante para estos sistemas basados en la capa límite, es la bolsa de aire frío en la superficie, y la evolución del sistema está fuertemente controlada por la interacción entre la bolsa de aire frío y la cizalladura vertical del viento en los niveles bajos del entorno.

Los conglomerados o líneas de turbonada son sistemas convectivos de mesoescala muy organizados dispuestos en forma lineal. Por lo general, tienen una duración de 6 a 12 horas, suficiente para que el efecto de Coriolis influya en su movimiento, según la latitud. En un comienzo, suele tratarse de un grupo de torres convectivas iniciadas por un mismo mecanismo desencadenante que en determinado momento se juntan. Las células que se han agrupado acumulan una bolsa de aire frío coherente y de suficientes dimensiones como para propagarse juntas y regenerar las corrientes ascendentes por el mecanismo de elevación a lo largo de una capa inclinada (Rotunno y Klempt 1981). En los niveles medios de la corriente convectiva ascendente y en la región estratiforme se forman corrientes descendentes debido al efecto de arrastre y al enfriamiento latente, lo cual fuerza el aire hacia abajo detrás de la línea convectiva y por debajo de la capa de nubes estratiformes, reforzando la bolsa de aire frío y generando vorticalidad horizontal. Si la vorticalidad horizontal delante de la línea de convección es igualmente intensa, las corrientes ascendentes pueden mantenerse dentro de la línea convectiva y la propagación pasa a depender del movimiento de la bolsa de aire frío. Solo cuando la vorticalidad de la bolsa de aire frío supera la vorticalidad delante de la corriente de salida puede la corriente de salida alejarse de las torres convectivas, que es cuando el sistema se disipa.

Las líneas de turbonada se observan en entornos que abarcan una amplia gama de valores de CAPE y cizalladura vertical del viento, sin embargo, para un determinado nivel de CAPE, la intensidad y la duración de un sistema aumentan a medida que lo hacen la intensidad y la profundidad de la cizalladura mencionada. Se ha demostrado que el entorno de las líneas de turbonada, tanto severas como no severas,

contiene un grado considerable de cizalladura vertical del viento, especialmente en los niveles inferiores. En promedio, la magnitud de la cizalladura es ligeramente mayor para las líneas de turbonada severas que para las que no son severas.

La componente de cizalladura ambiental en los niveles bajos orientada en sentido perpendicular a la línea de turbonada ejerce el mayor grado de control sobre su estructura y evolución. A continuación se muestra la evolución de tres líneas de turbonada en entornos con perfiles de cizalladura idénticos (Fig. 27).

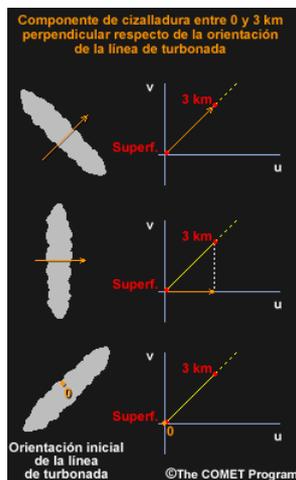


Figura 27: Evolución de líneas de turbonada en entornos con los mismos perfiles de cizalladura.

Se observa que debido a su orientación, es poco probable que la evolución de las líneas de turbonada sea igual. La de arriba será probablemente un sistema intenso y longevo, porque toda la cizalladura del viento es perpendicular a ella. Por otra parte, la última de las tres no experimenta cizalladura respecto a la normal, de modo que será un sistema débil y de breve duración.

3.4.2. Ecos en arco

Los ecos en arco son un caso especial de línea de turbonada que presenta una línea convectiva de avance convexa o arqueada. Estos sistemas se forman cuando un intenso chorro de entrada trasero desciende hacia el frente en los niveles medios (Weisman 1990), hasta alcanzar la superficie cerca del borde delantero de la línea de turbonada. Este chorro se forma cuando la liberación de calor latente en la corriente ascendente y el enfriamiento latente en la región de lluvia estratiforme producen perturbaciones en la fuerza del gradiente de presión que aceleran el flujo. Cuando el chorro de entrada trasero alcanza la superficie levanta intensos vientos en la zona que flexionan el borde de avance de la línea de turbonada, arqueándola. Los ecos en arco tienden a causar su propia disipación en relativamente poco tiempo (dentro de 1 a 3 horas) al interrumpir el movimiento ascendente que genera el ascenso de la capa y las torres convectivas. No obstante, la línea de turbonada que los engendra puede persistir por varias horas.

Los ecos en arco más severos suelen observarse en entornos con cizalladura entre moderada y fuerte en los niveles bajos y CAPE muy alta.

Los ambientes de los ecos en arco y de las supercélulas tienen muchos aspectos en común y a menudo estos entornos representan las etapas más avanzadas de la evolución de una supercélula. Ahora se comparan dos imágenes (Fig. 28). El entorno que se describe en la primera imagen generó una supercélula además de ecos en arco, mientras que el entorno representado en la segunda imagen solo produjo ecos en arco.

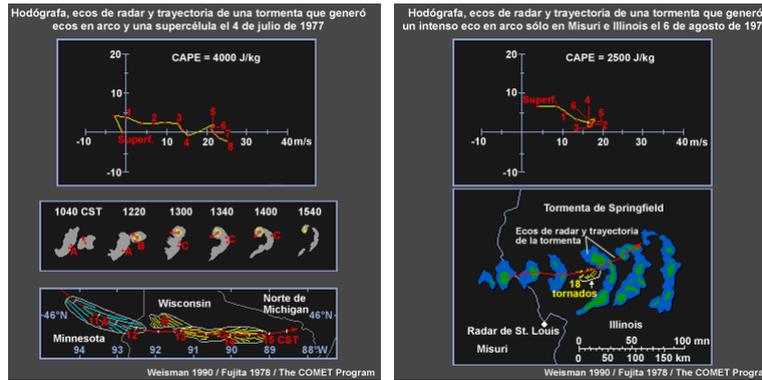


Figura 28: Hodógrafas, ecos de radar y trayectorias de tormentas.

Los ecos en arco ocurren principalmente con perfiles del viento en los cuales la cizalladura vertical está confinada a los niveles inferiores (2 o 3 km sobre el nivel del suelo), mientras que las supercélulas ocurren principalmente con perfiles de cizalladura más profundos (cizalladura intensa que se extiende hasta altitudes de al menos 4 a 6 km sobre el nivel del suelo). Además, los ecos en arco tienden a propagarse en la dirección del vector cizalladura vertical del viento en los niveles inferiores (0 a 3 km sobre el nivel del suelo).

3.4.3. Complejos convectivos de mesoescala (CCM)

Los complejos convectivos de mesoescala son sistemas convectivos de mesoescala muy extensos y duraderos que se definen en términos de sus dimensiones y el aspecto casi circular que presentan en las imágenes satelitales infrarrojas. Sin embargo, el patrón de precipitaciones debajo del tope de las nubes puede asemejarse a la estructura que presentan las líneas de turbonada. En promedio, la región fría del escudo nuboso de estos sistemas cubre una superficie de 350 000 km². Típicamente, los complejos convectivos de mesoescala alcanzan su máxima intensidad entre la medianoche y las 3 de la mañana, hora local, y tienen una duración media de 11 horas. Aunque en promedio los sistemas oceánicos son algo más grandes y de mayor duración, su actividad convectiva es menos intensa. Los complejos convectivos de mesoescala presentan más cizalladura ambiental en los niveles bajos que los conglomerados tropicales sin turbonada, pero no exhiben tanta cizalladura en niveles bajos como los sistemas de línea de turbonada o de eco en arco. Una vez que se forman, estos sistemas son esencialmente autosostenidos.

Los complejos convectivos de mesoescala ocurren frecuentemente en los siguientes entornos sinópticos:

- A lo largo de un límite frontal en superficie o de una zona baroclínica donde el chorro de bajo nivel se eleva por encima del frente y provoca el ascenso de aire cálido y húmedo sobre aire más fresco o más seco. Estos tipos de condiciones se observan cerca de la vaguada de un monzón, de los frentes estacionarios y del frente mei-yu/baiu, en Asia. El chorro de bajo nivel está casi alineado con los vientos de superficie, pero es más intenso, de modo que produce la cizalladura necesaria en los niveles bajos. Normalmente, hay poca cizalladura en niveles medios.

- Una pequeña fracción de estos sistemas se forman en entornos más barotrópicos, donde el aire asciende a lo largo de una bolsa de aire frío en la superficie generada por un episodio convectivo previo. El desarrollo de un complejo convectivo de mesoescala «con mesoalta» de este tipo depende de la interacción con la cizalladura vertical y de la intensidad de la bolsa de aire frío.

Los complejos convectivos de mesoescala suelen presentar el mayor grado de inestabilidad convectiva de todos los SCM. Sus dimensiones y duración son suficientes como para que puedan modificar el entorno de gran escala en el cual se forman. Estos sistemas tienden a alcanzar la estabilidad inercial; por ejemplo, desarrollan vórtices convectivos de mesoescala y perturbaciones anticiclónicas cerca de la tropopausa que están en equilibrio con el efecto de Coriolis.

Los patrones de reflectividad de los complejos convectivos de mesoescala tienden a ser muy variables. Según la longevidad y los mecanismos de forzamiento del sistema, pueden oscilar entre una estructura muy grande similar a una línea de turbonada y convección embebida en una amplia región de lluvia estratiforme.

La disipación de los complejos convectivos de mesoescala (Fig. 29) se produce cuando el sistema se aleja del aire condicionalmente inestable y de la advección de aire cálido en niveles bajos. La línea convectiva se disipa y la precipitación estratiforme disminuye paulatinamente.

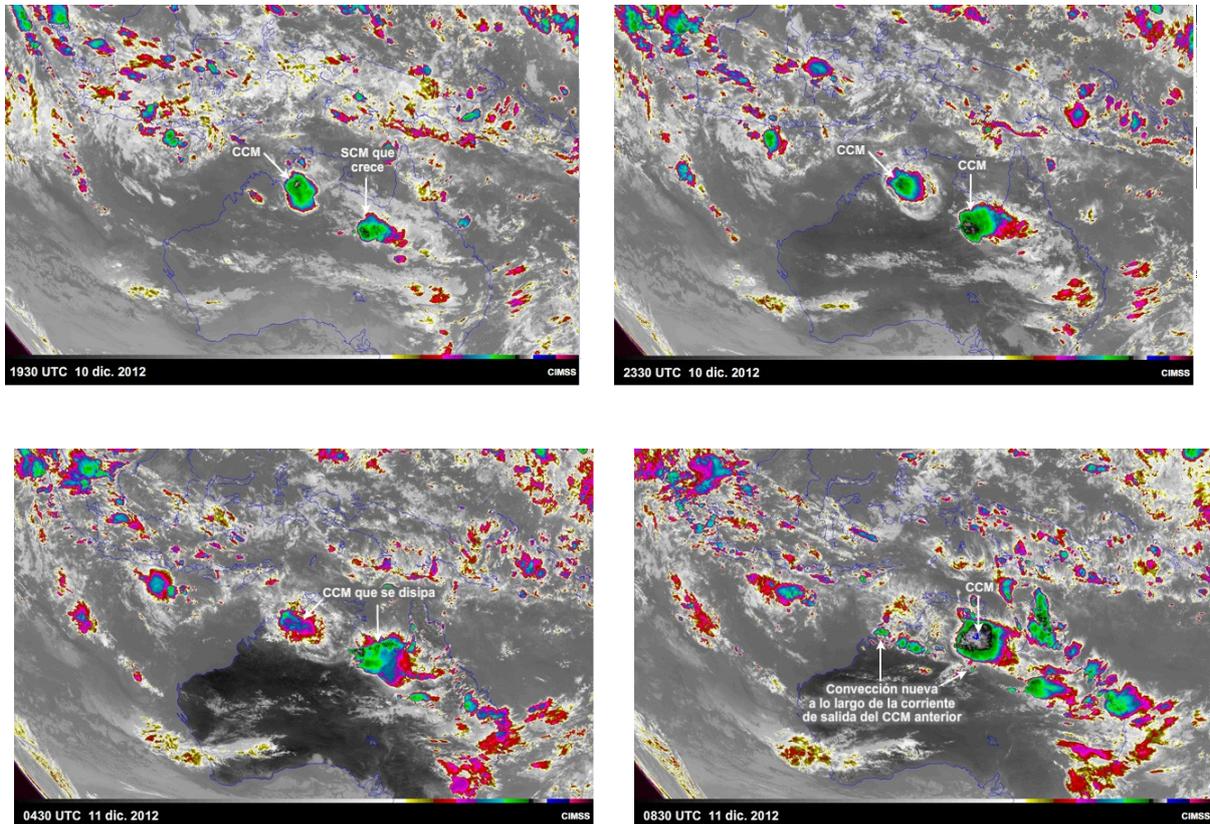


Figura 29: Disipación de los CCM

3.4.4. Vórtices convectivos de mesoescala (VCM)

Un sistema convectivo de mesoescala grande o longevo, debido a procesos térmicos y el efecto de Coriolis, puede crear su propia circulación de mesoescala en los niveles medios (Klempt 1987).

Los vórtices convectivos de mesoescala se forman en la región estratiforme de los sistemas convectivos de mesoescala. Su formación se debe al estiramiento de la vorticidad en respuesta al calor latente liberado en los niveles medios de la región estratiforme. El calentamiento produce una anomalía cálida que induce a la expansión de las capas isentrópicas, una anomalía positiva de vorticidad potencial y un vórtice convectivo de mesoescala. Cuando la precipitación se disipa la circulación se mantiene y, mientras persiste, inicia la convección en días subsiguientes.

Cualquier entorno que apoye un complejo convectivo de mesoescala, una línea de turbonada o un eco en arco puede producir un vórtice convectivo de mesoescala. Los sistemas más longevos tienen mayores probabilidades de convertirse en vórtices convectivos de mesoescala. A menudo, estos vórtices tienen el aspecto de una espiral nubosa (Fig.30) en los niveles medios que persiste una vez se disipa la convección activa del sistema convectivo de mesoescala.

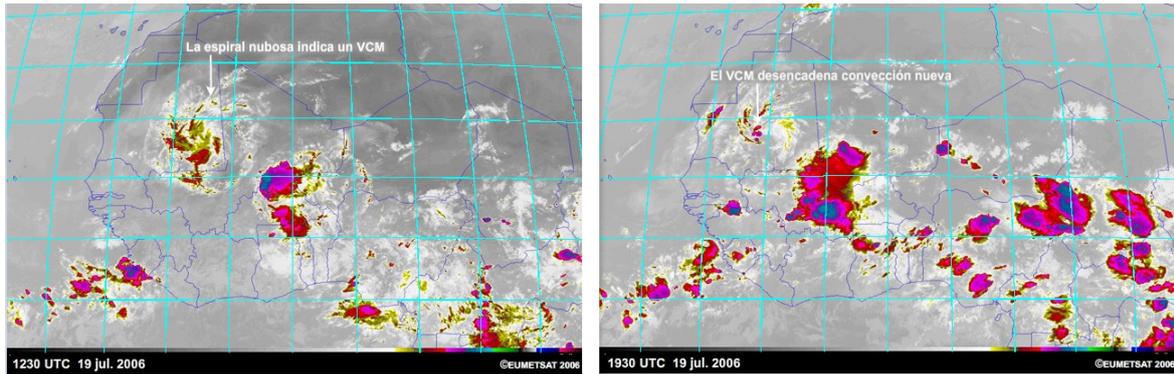


Figura 30: Aspecto de espiral nubolas de un VCM e iniciación de convección nueva.

4. Casos de las Islas Baleares

4.1. 4 de octubre del 2007

El 4 de octubre del 2007 diversos Sistemas Convectivos de Mesoescala afectaron a la Península y a las Islas Baleares. Alrededor de las 15:30 estos sistemas afectaron a Mallorca, el cielo se volvió espectacularmente oscuro en pocos minutos y en algunas partes de la nube, era fácilmente identificable a simple vista un tono verdoso (Fig. 31). Se produjeron vientos fuertes y racheados del sur/suroeste que afectaron a toda la isla y acompañaron a la tormenta (Ramis, Romero y Homar 2009). La aparición de tormentas con tonalidad verdosa indica que éstas van acompañadas por fenómenos severos. Este color sería una consecuencia de la dispersión de la luz solar enrojecida lo largo del campo de visión del observador o, como alternativa, una consecuencia del azul intrínseco de las nubes debido a la absorción selectiva a lo largo de el agua pura, líquida o sólida. La tormenta del 4 de octubre también se caracterizó por fuertes lluvias. Sin embargo, la mayoría de los daños causados fueron consecuencia de fuertes vientos racheados ("gusty winds"). Un estudio de daños posteriores a las tormentas indicó el escenario plausible de uno o más tornados coexistentes.



Figura 31: Cumulonimbus de tonalidad verdosa el 4 de octubre del 2007.

Ese día, varias estaciones meteorológicas automáticas registraron la variación temporal de las variables meteorológicas captando datos cada 10 minutos. Los registros de presión muestran patrones de especial relevancia. Durante la mañana se registraron oscilaciones de presión con cambios de hasta 5 hPa en una hora, probablemente revelando la presencia de ondas gravitatorias antes de la tormenta. En las Islas Baleares se observaron oscilaciones de presión similares que se asocian con el inicio de los seiches (ondas estacionarias que oscilan hacia adelante y hacia atrás en un cuerpo de agua) forzados de gran amplitud en muchas bahías y puertos del archipiélago.

Con respecto al paso de la tormenta se observó una disminución de la presión seguida por un rápido

aumento y una disminución posterior. Esta característica coincide con el esquema de un "mesolow" (pequeño centro de baja presión del tamaño de una tormenta individual) previo a la ráfaga, poco antes del comienzo de lluvias y vientos fuertes, seguido de un "mesohigh" (área relativamente pequeña de alta presión que se forma bajo una tormenta) posterior a la tormenta (Johnson y Hamilton 1988).

La temperatura y la humedad relativa muestran aire frío detrás de la tormenta además de aire seco que acompaña a los movimientos descendentes de la tormenta. Estas características también se pueden identificar en otras estaciones meteorológicas automáticas del archipiélago. Esto permitió estimar una velocidad media para la tormenta de casi 80 km/h hacia el noreste.

Debido a las características nombradas, el sistema convectivo de mesoescala se puede calificar como tormenta severa o línea de turbonada (Fig. 32) que particularmente en Mallorca alcanzó los 20 km de longitud.

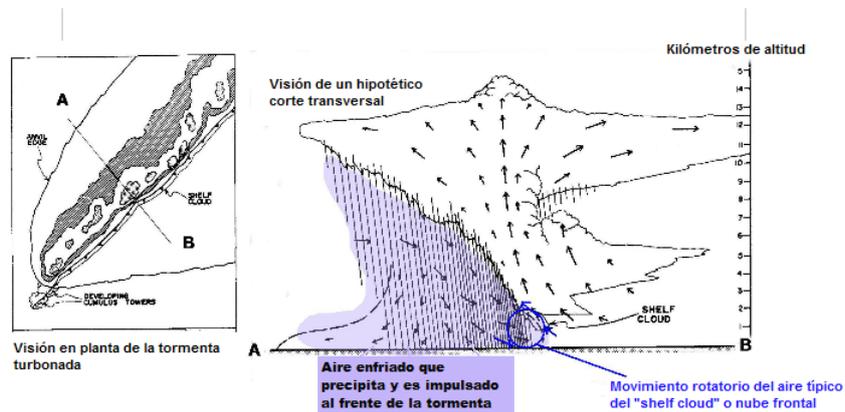


Figura 32: Esquema clásico de una tormenta en línea de turbonada.

En el esquema anterior se puede observar un corte transversal típico de un esquema clásico de una tormenta en línea de turbonada con los procesos internos que explican las características del fenómeno que afectó a Mallorca. Como se puede observar, la tormenta con nubes a una considerable altura avanza de forma inclinada, de tal manera que en su parte posterior hay una precipitación muy intensa. Esta lluvia intensa, que invade un aire no saturado, toma parte de su calor para evaporarse y se enfría. El aire enfriado, al aumentar su densidad cae. Además la propia lluvia lo empuja hasta que se encuentra con el suelo. Esta columna de aire que precipita al suelo sale disparada por el frente de la tormenta llegando a grandes velocidades. Este escape de aire desde la parte posterior de la tormenta hasta la anterior genera una circulación circular del aire en el frente de la tormenta originando una nube delantera conocida como "shelf cloud" que actúa como un cilindro y rueda. En la Figura 33 se puede observar un "shelf cloud" típico al frente de una tormenta en línea turbonada.



Figura 33: "Shelf cloud" típico al frente de una tormenta en línea de turbonada.

Desafortunadamente, el radar que actualmente está en funcionamiento en Mallorca no era funcional durante esos días. La única información disponible proviene de los radares situados en Valencia y Cataluña, en España continental, a unos 200 km al oeste y noroeste de Baleares, respectivamente. La altura del

haz en esos rangos es de aproximadamente 2 km, y por lo tanto la información de reflectividad disponible es sólo parcial para esta tormenta. Sin embargo, todavía se detecta una estructura lineal del sistema, de unos 50-60 km, con los ecos más fuertes en su parte central. Además, en la imagen de radar (Fig. 34) se observa una cierta estructura de eco en arco, aunque no se pueden identificar las muescas de entrada ("inflow notches") posterior a esos niveles. Por desgracia, a intervalos tan largos, la señal Doppler está fuertemente suavizada y no se dispone de ninguna estimación del campo de viento radial asociado a la tormenta.

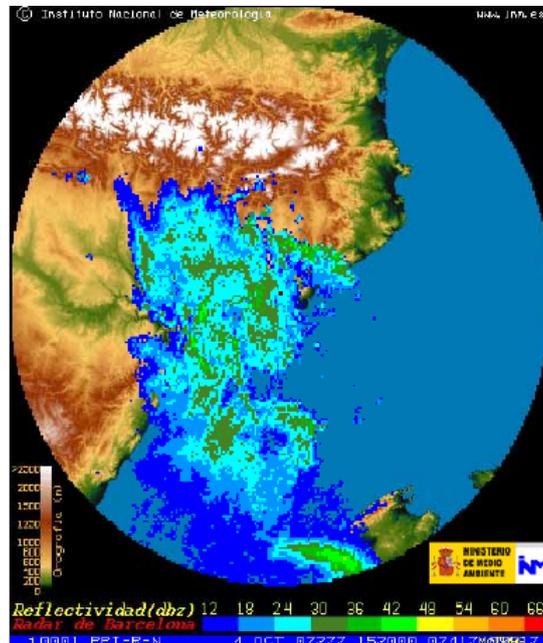


Figura 34: Imagen de radar el 4 de octubre del 2007 a las 15:20 UTC.

En conclusión, la información obtenida por el radar demuestra que se trató de una tormenta de línea de turbonada. Además, los registros de presión en Mallorca muestran amplias oscilaciones de amplitud con un período corto, lo que se atribuye a las ondas gravitatorias troposféricas.

El escenario sinóptico de este evento se define, en niveles bajos, por la presencia de aire caliente sobre las Islas Baleares y un frente frío sobre el Mar de Alborán y el sureste de España. En los niveles troposféricos superiores se identifica un chorro del sur-suroeste. Esta situación coincide con los casos previamente identificados de ondas gravitatorias ocurridas en el Mediterráneo occidental, a menudo acompañadas de convección severa. También incluye una capa de aire africano cálido en niveles relativamente bajos que sobrepasan el aire mediterráneo más frío y húmedo justo encima de la superficie.

Tanto la baja estabilidad vertical como la fuerte cizalladura vertical, en los niveles de la troposfera media superior, apoyan la hipótesis de la formación de ondas gravitatorias.

Un sondeo en Murcia, muy cerca del lugar donde se desarrolló la tormenta, muestra una capa seca a niveles medios, lo que sugiere un "kata front" (cuando se produce una intrusión de aire seco detrás del frente y restringe el flujo de aire ascendente caliente). De hecho, las secciones transversales de los análisis del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF) también apoyan parcialmente este tipo de frente. Por lo tanto, una vez que la tormenta se desarrolló en el sector cálido, 100 a 200 km por delante del frente frío, pudo haber encontrado condiciones favorables para alcanzar una tormenta de línea de turbonada.

Aunque no existen evidencias inequívocas, la mayoría de las observaciones sugieren la presencia de ondas gravitatorias muy amplificadas que podrían haber iniciado la convección. La amplitud de estas ondas puede haber producido un ascenso suficiente para producir la convección en las capas inestables.

Tanto las imágenes de radar como las de satélite (Fig. 35) revelan que el borde más occidental de la estructura lineal interactuaba con la cordillera montañosa de Mallorca.

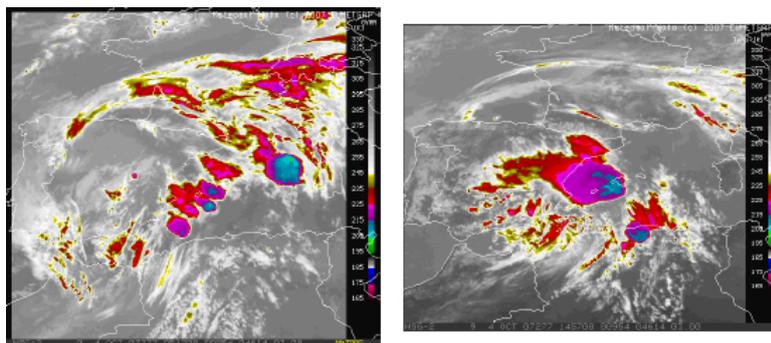


Figura 35: Imagen de satélite el 4 de octubre del 2007.

4.2. 29 de octubre del 2013

El 29 de octubre del 2013 se desarrolló una tormenta severa de línea turbonada al oeste de las Islas Baleares por delante de un frente frío que luego cruzó el archipiélago. Los datos obtenidos de radar y satélite confirmaron un sistema de carácter rápido y lineal (Ramis, Romero y Homar 2015), aunque la transición de la línea de turbonada a una estructura de eco en arco parecía improbable excepto en sus etapas posteriores. El escenario sinóptico en los niveles de la troposfera media superior estuvo dominado por un canal frío extendido sobre Europa occidental asociado a una corriente en chorro situada aguas abajo. La convección evolucionó bajo la región de entrada derecha del chorro y se inició bajo la influencia crucial de una baja superficial desarrollada bajo el mar Mediterráneo por delante del frente frío. Esta depresión no sólo influyó al forzamiento dinámico del nivel superior para minar una inversión térmica inicialmente presente sobre las Baleares y humedecer la columna atmosférica de arriba, sino también moldeó y mejoró una línea de convergencia a lo largo de la cual crecieron y se autoagregaron las primeras células convectivas.

La Figura 36 muestra la apariencia visual de la base de la nube convectiva fotografiada desde Portocolom. La tonalidad verde evidente en una porción de la nube, como ya se ha comentado en el caso anterior, es una característica asociada con la dispersión de la luz por los cristales de hielo y es una clara señal de severidad convectiva (Bohren and Fraser 1993). Ese color verdoso se pudo observar el 4 de octubre del 2007.



Figura 36: Base de una nube convectiva en Portocolom.

La serie temporal de presión superficial de Porto Colom muestra un patrón típico del paso de una

línea de turbonada (Johnson y Hamilton 1988). En la superficie se pueden identificar una zona de baja presión relativa ("mesolow"), una zona de alta presión ("mesohigh") y una baja posterior ("wake low").

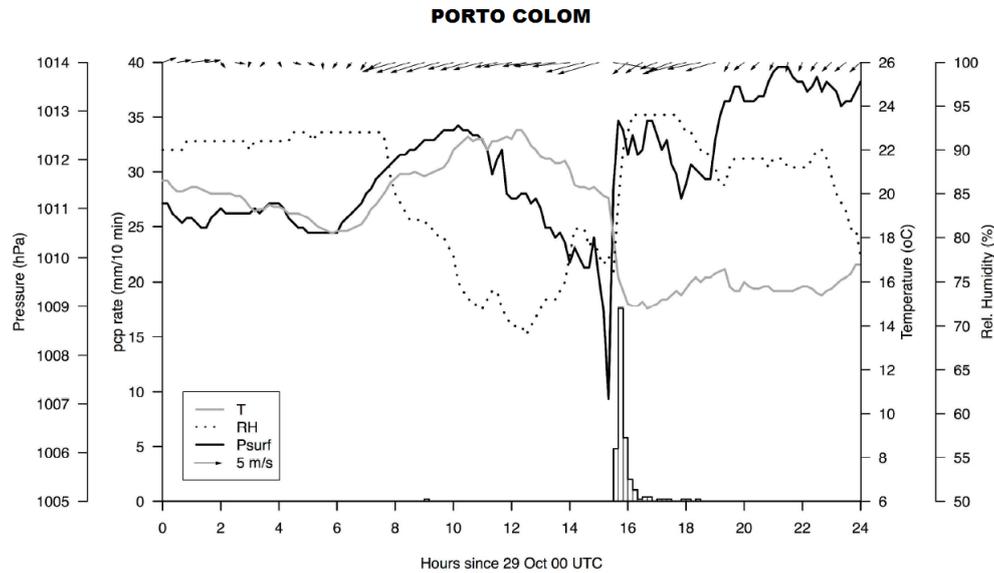


Figura 37: Serie temporal de presión superficial.

Como se puede ver en la Figura 37, la serie de temperatura y humedad indican una disminución de 4,5 °C simultáneamente a la llegada de la línea de turbonada y una disminución breve de la humedad relativa seguida de un aumento a casi saturación.

El viento que soplaba desde el noreste cambió abruptamente hacia el oeste-noreste y aumentó su magnitud.

Así, las fluctuaciones anteriores de las variables superficiales y el tipo de fenómenos meteorológicos producidos por la tormenta sugieren que tuvo que ser un sistema convectivo de mesoescala, concretamente una línea de turbonada.

Las imágenes del satélite de Meteosat (Fig. 38) especialmente las realizadas por los radares AEMET de Valencia y Baleares, muestran que alrededor de las 9:30 se formaron varios núcleos convectivos entre las Islas Baleares y la Península Ibérica. Estos núcleos, inicialmente separados, crecieron muy rápido y finalmente se unieron para formar una sistema coherente extendido en la vertical de toda la troposfera. El sistema convectivo permaneció estable durante toda la fase de desarrollo, y posteriormente comenzó a progresar hacia el este.

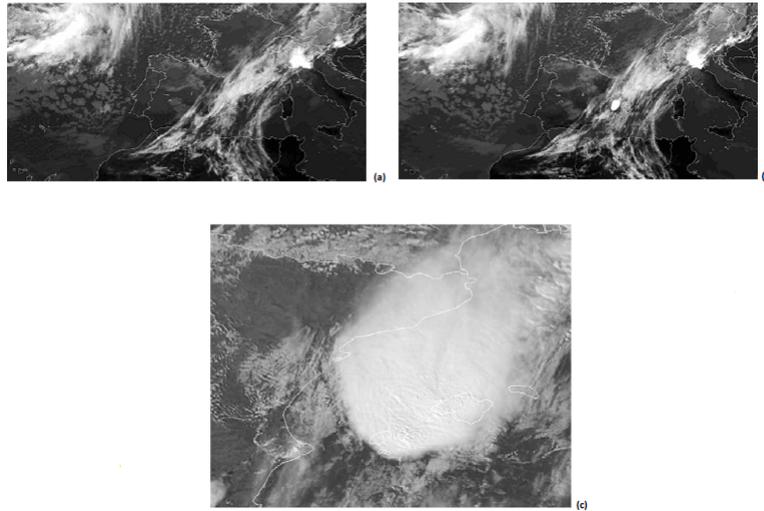


Figura 38: Núcleos convectivos formados entre las Islas Baleares y la Península el 29 de octubre del 2013.

En la figura anterior se ve perfectamente la potencia de la convección, así como las ondas de gravedad características que se irradian lejos de tormentas eléctricas en respuesta a las corrientes ascendentes que perforan la tropopausa.

Las imágenes CAPPI (Fig. 39) a 2,5 km de altitud desde el radar de las Islas Baleares revelan una estructura de precipitación lineal durante la fase inicial que se produjo a unos 120 km al oeste de Mallorca y a unos 100 km del frente frío que cruzaba la Península Ibérica. Estas imágenes también revelan que la línea de precipitación permaneció casi estacionaria durante una hora aproximadamente y luego comenzó a moverse hacia el este a una velocidad de unos 40 km/h. A medida que avanzaba hacia las islas, se generaron nuevas células convectivas dentro de la línea de turbonada.

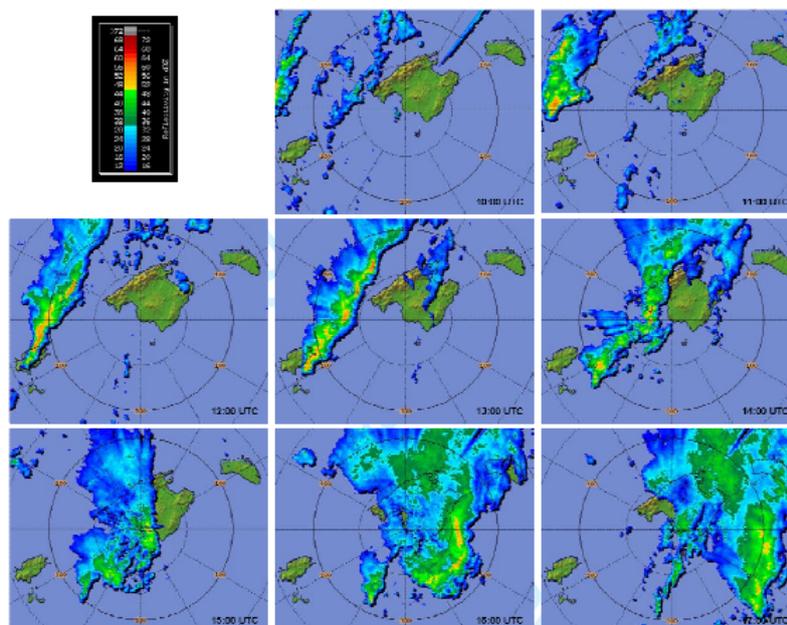


Figura 39: Imágenes CAPPI el 29 octubre del 2013 a las horas indicadas en cada imagen.

La intensidad de precipitación dentro de la línea de turbonada fue de gran importancia, así lo revelan unos valores muy altos de reflectividad, 60-70 dB. La línea convectiva perdió intensidad al interactuar con la topografía mallorquina, aunque la señal radar fue interrumpida cuando la línea pasó por encima. Las imágenes obtenidas al volver la señal no muestran una estructura lineal bien definida, aunque es evidente la aparición de células convectivas que conservan los valores de reflectividad extrema mencionados anteriormente.

En cuanto a la estructura de la línea de turbonada, se pueden identificar ecos en arco en algunas ocasiones. En algunas imágenes a lo largo de la vida de la tormenta se detectan muescas de entrada en la parte posterior de la línea. La señal del radar de Valencia confirma esta descripción, especialmente con respecto a la posición de los conglomerados convectivos iniciales. Por el contrario, la parte meridional y más intensa de la tormenta se encontraba en el extremo exterior del radar de Barcelona y, por lo tanto, se muestreaba a muy alta altitud, detectando sólo una amplia zona de débil precipitación, principalmente no convectiva, entre Cataluña y las Islas Baleares.

Las imágenes de máxima reflectividad del radar de Mallorca (Fig. 40) revelan que cinco células distintas se formaron durante la fase de iniciación de la línea de la tormenta. Posteriormente, las imágenes CAPPI muestran la estructura multicelular del sistema en el que no se identifican rasgos de convección severa durante sus fases iniciales, sólo en las últimas etapas es visible una región de eco débil en la célula convectiva situada en la costa surenoriental de Mallorca.

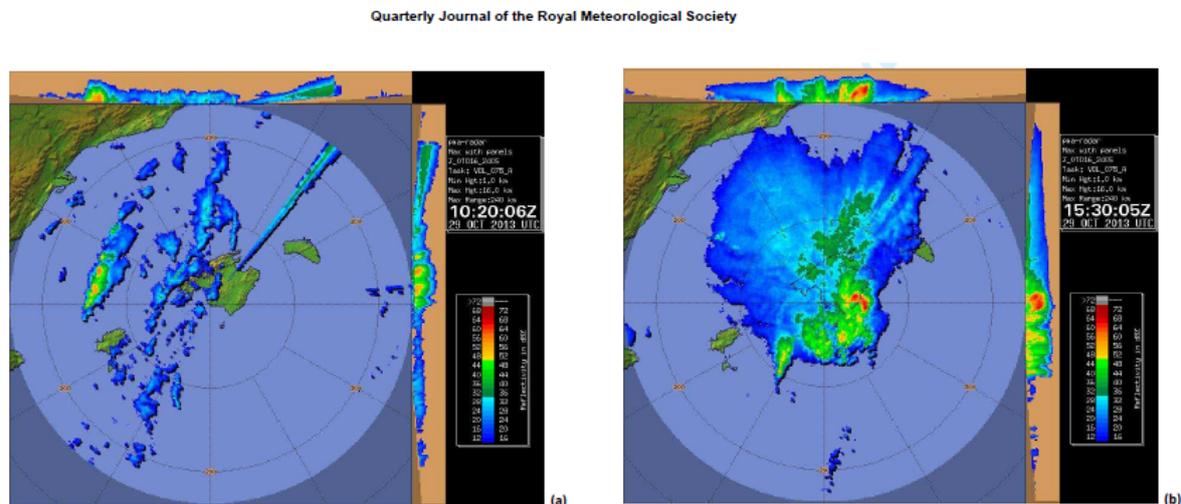


Figura 40: Reflectividad máxima a las horas indicadas en la figura.

El estado meteorológico a gran escala previo al desarrollo de la línea de turbonada se caracterizó por la presencia de un anticiclón subtropical al oeste de la Península Ibérica, afectando directamente a su mitad occidental (Fig. 41). Los sistemas de baja presión se situaron en latitudes relativamente altas, lo que indujo un flujo desde el oeste sobre la mayor parte de Europa. Sin embargo, esta circulación se interrumpió sobre el Mediterráneo occidental bajo la influencia de bajas presiones. Un frente frío, bastante inactivo y no muy marcado en términos del campo de temperatura superficial se posicionó sobre Francia y la Península Ibérica. Las imágenes de Meteosat muestran la nubosidad por delante del frente con cielos relativamente claros detrás y, el campo de temperatura muestra un gradiente de temperatura muy bien marcado en la parte oriental de la Península Ibérica asociado con el frente frío. Por otra parte, el aire caliente presente sobre el oeste Mediterráneo, consecuencia de la acentuada advección del aire africano muy cálido que se introdujo en la región a partir del 25 de octubre, contribuyó a agudizar este gradiente de temperatura. A 500 hPa se puede identificar una vaguada bien definida con un núcleo frío y su eje extendido a lo largo de la costa occidental ibérica. En los niveles superiores, 200 hPa, la circulación también estuvo marcada por una vaguada con un eje cuasi meridional extendido a lo largo de la costa occidental de la Península Ibérica. Una característica interesante es la corriente en chorro situada sobre el

continente europeo que se asocia con el frente frío. Según el modelo de cuatro cuadrantes (Carlson 2012), el movimiento vertical hacia arriba estaría favorecido sobre el Mediterráneo occidental, ya que esta zona se encuentra bajo el cuadrante de entrada derecha del chorro. Por tanto, la situación sinóptica del 29 de octubre de 2013 fue favorable al desarrollo de la convección en la región del Mediterráneo occidental.

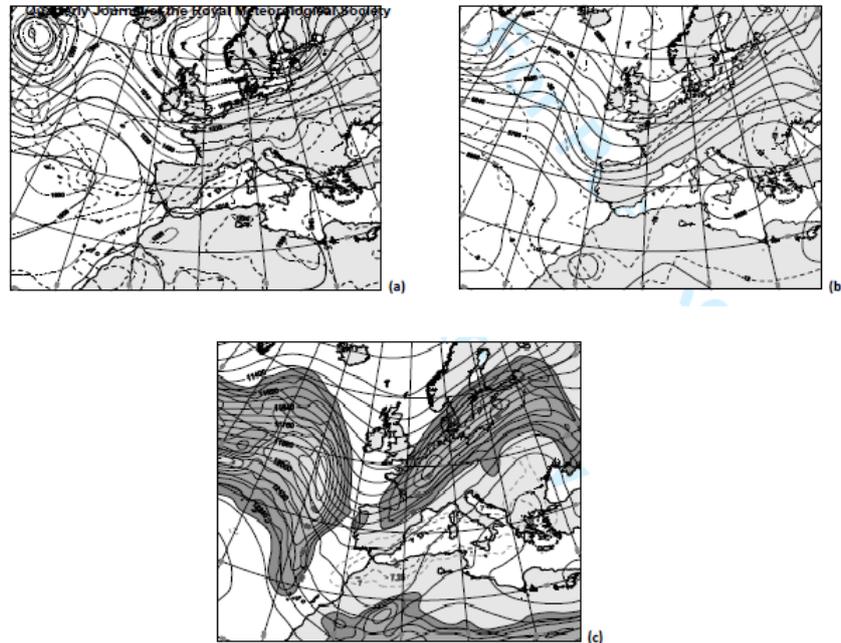


Figura 41: Análisis sinóptico de ECMWF. Anticiclón subtropical al oeste de la Península Ibérica.

La estructura vertical atmosférica muestra diferencias notables entre el Mediterráneo occidental y la Península Ibérica. Una característica notable sobre Palma el 29 de octubre de 2013 es la potente inversión térmica que se produjo a las 00 UTC debido a que el aire caliente reemplazó una capa poco profunda de aire húmedo y más frío presente en los niveles más bajos. Por encima de la inversión hasta alcanzar unos 530 hPa se tiene un gradiente vertical de temperatura casi adiabático seco (aprox $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m), por lo tanto la CAPE resultante es grande (1462 J/kg), aunque el CIN también es grande (370 J/kg) y el nivel de convección libre (LFC) es bastante alto (730 hPa). La hodógrafa simultánea indica sólo una ligera advección del aire caliente a niveles bajos y, por consiguiente, no hubo una helicidad grande en el ambiente. Como consecuencia de la capa seca en la troposfera baja, el agua precipitable fue baja (24mm) cuando se comparó con los valores comunmente observados en la región del Mediterráneo occidental. El perfil de este sondeo y sus características conforman una estructura denominada LID (Farrel y Carlson 1989), conocida por ser conducente al desarrollo de tormentas eléctricas intensas si las parcelas de bajo nivel pueden romper la inversión y llegar al nivel de convección libre. Por otra parte, este tipo de entornos favorecen la organización de la convección en algunas células. La estructura de LID es el resultado de la advección hacia el norte del aire africano que persistió a partir del 25 de octubre. En estas condiciones la masa de aire caliente y seca de África se asienta sobre la capa superficial de aire húmedo y más fresco que permanece en contacto con el mar Mediterráneo.

Dada la estructura vertical del sondeo en Palma a las 09 UTC, podemos concluir que la iniciación convectiva se produjo en un área con una importante inestabilidad latente y un LFC bastante alto. En términos generales, el entorno termodinámico puede considerarse como una situación de línea seca ("dryline"). Por lo tanto, un forzamiento de mesoescala suficientemente fuerte habría estado en funcionamiento, en este caso, para permitir que las partículas de bajo nivel superen la inversión térmica y alcancen su nivel de libre convección. Teniendo en cuenta que la convección comenzó sobre el mar, este mecanismo de mesoescala debe ser dinámico, es decir, una zona de convergencia de bajo nivel de entidad suficiente. Un análisis de los datos del SYNOP (observaciones sinópticas superficiales) revela la presencia de depresión al sureste de las Islas Baleares que impulsa un fuerte flujo desde el este hacia el área donde

se inicia la convección. Al mismo tiempo, los vientos a lo largo de la costa mediterránea española tomaron una componente del oeste. Así, ambos elementos sugieren la existencia de una zona de convergencia entre las islas y la península española. Además, los datos hacen hincapié en la presencia de un fuerte gradiente de densidad en el mar balear, especialmente en términos de humedad. Esto, combinado con la organización del flujo ya mencionado, implica una fuerte advección de aire muy húmedo apuntando hacia la costa española y afectando especialmente a la región entre Mallorca e Ibiza.

El análisis de la superficie a las 12 UTC muestra cómo después de que se inicie precipitación, el flujo de aire caliente y muy húmedo continúa hacia la zona convectiva (Fig. 42) mientras el viento sobre las Islas Baleares es fuerte y proviene del este.

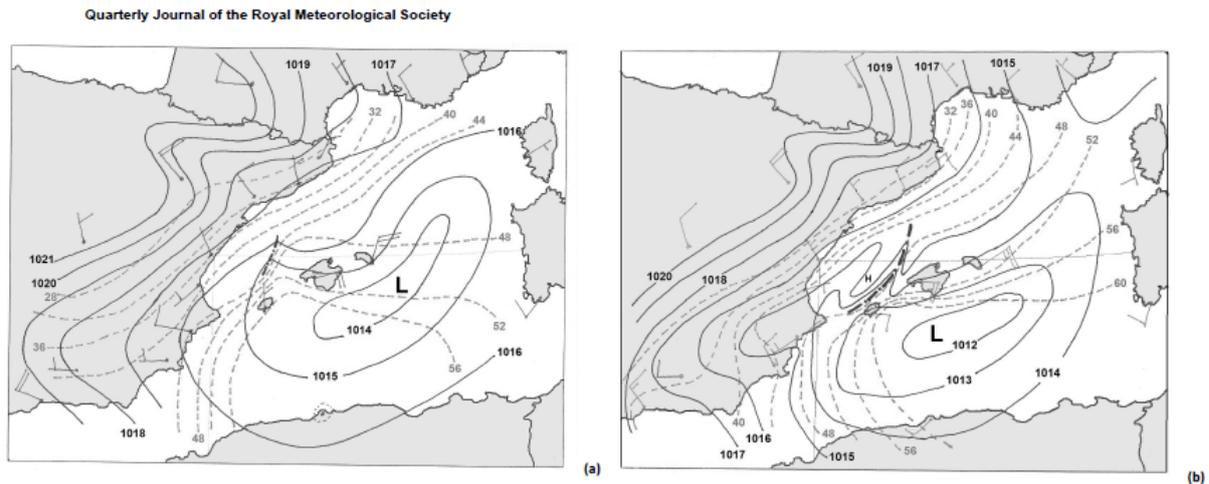


Figura 42: Imágenes SYNOP del 29 de octubre del 2013 a las 12 UTC.

En conclusión, aunque la evolución convectiva fue similar a la de los episodios típicos de la región del Mediterráneo Occidental durante el otoño, la situación sinóptica del 29 de octubre de 2013 se rige por una depresión progresiva de niveles superiores y el avance simultáneo de un frente frío. La convección resultante comenzó sobre el mar, se organizó fácilmente como una estructura lineal (a veces severa) y se movió muy rápido sobre el territorio de las islas. Este tipo de fenómenos son inusuales mientras que el paso de frentes fríos sobre Baleares es una característica común en cualquier estación excepto durante el verano; por lo que el 29 de octubre de 2013 tuvieron que concurrir algunas condiciones meteorológicas especiales. Lo que fue bastante singular fue por una parte la barrera de aire africano seco y cálido muy estable que durante los días anteriores se superpuso sobre la capa de aire mediterráneo de niveles bajos. Y por otra parte, el desarrollo de bajas presiones relativas sobre el Mediterráneo por delante del frente frío. La primera característica contribuyó a producir grandes gradientes verticales de temperatura de gran amplitud entre los niveles bajos y altos de la troposfera e inhibir la liberación de la inestabilidad latente y convectiva presente en el ambiente hasta que se dispuso de suficiente elevación de mesoescala. La segunda contribuyó no sólo a desestabilizar el ambiente sino también a garantizar la afluencia de aire mediterráneo al sistema de precipitación una vez generado (Kreitzberg y Brown 1970).

5. Bibliografia

Bluestein, H. B. (1993). *Synoptic–Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Observations and Theory of Weather Systems. Volume II*. Oxford University Press.

Robert A., Houze, Jr. (1993). *Cloud Dynamics. International geophysics series. Volumen 53*. Academic.

Houze, R. A., Jr. (2004). Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, 42. 10.1029/2004RG000150, 43 pp.

Parker, M. D., Johnson, R. H. (2000). Organizational Modes of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, 128. 3413–3436.

Pielke, R. A., Segal, M. (1986). Mesoscale circulations forced by differential terrain heating. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. 516–548.

Wilson, J. W., Schreiber, W. E. (1986). Initiation of convective storms at radar–observed boundary–layer convergence lines. *Mon. Wea. Rev.*, 114. 2516–2536 .

Carlson, T. N., Ludlam, F. H. (1968). Conditions for the occurrence of severe local storms. *Tellus*, 20. 203–226 .

Bluestein, H. B. (1986). Virtual aspects of the flanking line in severe thunderstorms. *Mon. Wea. Rev.*, 114. 788–795.

Browning, K. A. (1978). Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21. 634–639.

Browning, K. A., Donaldson, R. J. (1963). Airflow and structure of a tornadic storm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20. 533–545.

Davies–Jones, R. (1984). Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41. 2991–3006.

Klempt, J. B. (1987). Dynamics of tornadic thunderstorms. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 19. 1–33.

Lilly, D. K. (1986). The structure, energetics and propagation of rotating convective storms. Part II: Helicity and storm stabilization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43. 123–140.

Rotunno, R., Klempt, J. B. (1981). A theory for strong, long–lived squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45. 463–485.

Weisman, M. L., Klemp, J. B . (1986). Characteristics of isolated convective storms. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. 331–358.

Weisman, M. L. (1990). The Genesis of Bow Echoes: A Rear-inflow Induced Meso-convective Structure. *Cooperative Thesis No.*, 125.149pp.

Fujita, T., Brown, H. A. (1959). Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorm systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43. 454–466.

Lilly, D. K. (1979). The dynamical structure and evolution of thunderstorms and squall lines. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 7. 117–171.

Kreitzberg, C. W., Brown, H. A. (1970). Mesoscale weather systems within an occlusion. *Appl. Meteor.*, 9. 417–432.

Roth, D. (2013). Unified Surface Analysis Manual. *Hydrometeorological Prediction Center*. 18–35.

Ramis, C., Romero, R., Homar, V. (2009). The severe thunderstorm of 4 October 2007 in Mallorca: an observational study. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9. 1–9.

Ramis, C., Romero, R., Homar, V. (2015). On the severe convective storm of 29th October 2013 in the Balearic Islands: observational and numerical study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141. 1208–1222.

Farrel, R. J., Carlson, T. N. (1989). Evidence for the role of the Lid and Underrunning in an outbreak of tornadic thunderstorms. *Mon. Wea. Rev.*, 117. 857–71.

Bohren C.F., Frase, A.B. (1993). Green thunderstorms. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 74. 2185–2193

Johnson R.H., Hamilton, P.J. (1988). The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 116. 1444–1473

Glossary of NHC Terms. National hurricane center. <http://www.nhc.noaa.gov/aboutgloss.shtml>. Obtenido: Junio 2017.

Definition of the Mesoscale. <https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/mesodefn/index.htm>. Obtenido: Noviembre 2016.

Wind shear. https://web.archive.org/web/20071009144924/http://oea.larc.nasa.gov/PAIS/Concept2Reality/wind_shear.html. Obtenido: Noviembre 2016.

Tropical Mesoscale Convective Systems. https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/trop_MCS/. Obtenido: Diciembre 2016.

Principles of Convection I: Buoyancy and CAPE. <https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/cape/>. Obtenido: Noviembre 2016.

Principles of Convection III: Shear and Convective Storms. <https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/shear/>. Obtenido: Enero 2017.

Forecasting Sensible Weather from Water Vapour Imagery. https://www.meted.ucar.edu/norlat/sat_features/fswvv/navmenu.php?tab=1&page=3-2-2&type=flash. Obtenido: Marzo 2017.

Diccionario de meteorología. <https://www.upc.edu/slt/ca/terminologia-upc/vocabularis/meteorologia.pdf>. Obtenido: Noviembre 2016.

Taller Virtual de Meteorología y Clima. <http://meteolab.fis.ucm.es/meteorologia/conveccion-y-tornados/conveccion>. Obtenido: Noviembre 2016

Formación de las nubes. <http://www.alboxclima.com/meteorologia/clasificacion.htm>. Obtenido: Julio 2017.

Skew-T and thunderstorm development. <https://goo.gl/5vqg5z>. Obtenido: Mayo 2017.

Tormentas Superceldas y Líneas de Turbonada. <https://www.windows2universe.org/earth/Atmosphere/tstorm/severe.html&lang=sp>. Obtenido: Julio 2017.

Tiempo Severo en España. http://www.tiemposevero.es/bits_m.php. Obtenido: Junio 2017.

Características básicas de las supercélulas en España. http://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/publicaciones/Caracteristicas_supercelulas/Caracteristicas_supercelulas.pdf.