

Fenómenos meteorológicos adversos más comunes que afectan a la Península Ibérica

José Luis Sánchez Gómez

Grupo de Física de la Atmósfera

Instituto de Medio Ambiente, Recursos Naturales y Biodiversidad

Universidad de León

Introducción

En los últimos años los medios de comunicación han venido hablando de ciclogénesis explosivas, danas, fenómenos costeros adversos con vientos huracanados y grandes olas o incluso algunos tornados. Estos fenómenos meteorológicos son ocasionales y, por tanto, infrecuentes. Pero, en algunos casos, tienen un alto coste en términos de pérdidas humanas y económicas. Aunque sean poco probables, su aparición deja secuelas que permanecen en el tiempo y por ello se les suele denominar fenómenos meteorológicos de alto impacto.

La atmósfera es la envolvente que rodea a nuestro planeta y la mayor parte de los fenómenos meteorológicos que nos afectan se sitúan en un estrato que llega hasta una altura de 10-12 km. Esta región se la conoce como troposfera. En ella se mueven masas de aire y lo hacen en el sentido de la rotación de la Tierra, creándose una especie de motores -los anticiclones- que, en su mayor parte, tienen posiciones semipermanentes en torno a las latitudes de 30° – 33° en ambos hemisferios.

Con la extensión tan grande que ocupa la atmósfera, no es extrañar que haya masas de aire de distintas características, de forma que pueden tener diferencias de temperatura y humedad. Al entrar en contacto unas y otras, aparecerán algunos fenómenos meteorológicos como, por ejemplo, las borrascas. Si ese contraste entre las masas de aire se acentúa, la formación y evolución de los fenómenos asociados será más rápida. Si además intervienen otros factores adicionales que «disparan» los procesos, la probabilidad de que se conviertan en



En Canarias se han dado el caso de la llegada de los restos de ciclones extratropicales. Son casos muy infrecuentes, pero que deben tenerse en cuenta.

Los ejemplos de Gloria y Filomena han producido un elevado impacto económico y se ha escrito mucho sobre ellos.

La modelización y la mejora de los sistemas de observación permiten avanzar en la detección y predicción. Un caso muy interesante -y en parte olvidado- es el ocurrido el 11 de marzo de 2011 en el que se produjo la rotura de la troposfera con una fuerte incursión de aire estratosférico hasta una altura de 600 hPa. Y en este episodio la modelización ha permitido conocer mucho más acerca de él. Las nevadas en la sierra de Segovia y de Madrid fueron impresionantes.

violentos aumenta. Así es como se producen muchos de estos fenómenos meteorológicos adversos cuando han llegado a converger varios factores de forma simultánea y sincronizada. De modo que, por un lado, debe haber un ambiente «favorable» y por otro un «mecanismo de disparo».

A veces pueden ser observados afectando a un gran territorio, es decir, se desarrollan a gran escala -que en meteorología recibe el nombre de sinóptica- como las danas o los huracanes. En otras a una más pequeña -denominada mesoescalar o microescalar-. Es el caso de las ondas de montaña o los tornados.

Como son infrecuentes, se les denomina fenómenos extremos y se definen como aquellos que se dan con muy baja probabilidad (a veces se marca como umbral el 5 % de la frecuencia con que aparecen). En los últimos años se va detectando que los fenómenos cada vez son más extremos y se asocia al calentamiento global, lo cual resulta ser bastante razonable ya que cuando se eleva la temperatura 1 °C o algo más en cualquier recinto -pensemos en una vivienda-, la energía que hay que aportar es bastante mayor. El calentamiento, para explicarlo en pocas palabras, ha dado a la atmósfera más capacidad para producir fenómenos meteorológicos más violentos. Uno de ellos es el caso de las lluvias torrenciales asociadas a las danas que, parece, están siendo más frecuentes.

La mayor parte de los procesos que dan lugar a altos impactos, aunque no todos, vienen asociados a los ciclones (término genérico donde se incluyen los huracanes, tifones, borrascas, bajas polares, medicanes, etc.). Son sistemas de bajas presiones donde el viento gira en sentido contrario a las agujas del reloj en el hemisferio norte (el giro es a favor en el hemisferio sur).

En este artículo nos vamos a centrar en los que resultan afectar, con mayor frecuencia, a la península ibérica.

Perturbaciones a escala sinóptica: génesis de ciclones polares

Al observar el movimiento general de las masas de aire en la atmósfera a escala planetaria se pueden ver que siguen un movimiento ondulatorio. Las estudió con cierto detalle el sueco-estadounidense Rossby -el primero que lo hizo, en 1939-, y de él tomaron su nombre. Su carácter ondulatorio es debido, fundamentalmente, a dos razones: a las perturbaciones que sufren las masas de aire en su recorrido a través del globo (como por ejemplo las que producen las grandes cadenas montañosas) y a la acción de la fuerza de Coriolis que es consecuencia del movimiento de rotación de la Tierra. Tienen una longitud de onda de varios cientos de kilómetros y se mueven alrededor de nuestro planeta de oeste a este.

Basta examinar un mapa meteorológico para observar que por su carácter ondulatorio tienen valles (en meteorología se asocia a la acción de las vaguadas formadas en torno a un centro de bajas presiones) y crestas (en este caso debidas a la presencia de anticiclones). Por tanto, la mayor o menor ondulación de las ondas de Rossby es función de la presencia de este tipo de estructuras en rotación, que se suelen presentar hacia la latitud 60° -las borrascas- y las segundas en las de 30° - 33°- los centros de altas presiones-.

En la figura 1 podemos ver un mapa meteorológico que muestra en el nivel de 500 hPa (a unos 5.500 m de altura) las ondas de Rossby y las ondulaciones producidas por la presencia de circulaciones ciclónicas y anticyclónicas. En primera aproximación podemos decir que el viento sopla conforme lo hacen las isolíneas, moviéndose de oeste a este debido al giro de la Tierra. En el lenguaje meteorológico decimos que esta forma de moverse obedece a la aproximación geostrófica, en la que el viento se mueve de forma paralela a las isobáras y, en general, resulta ser coincidente con la realidad de lo que ocurre en niveles medios y altos, y menos realista cuando descendemos hacia la superficie.

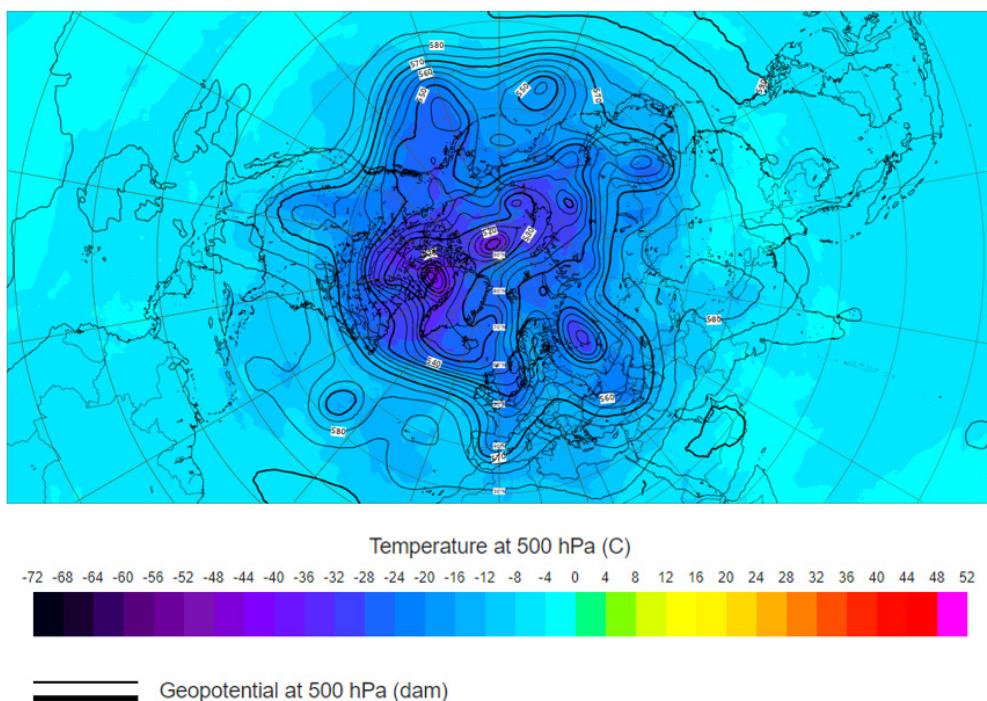


Figura 1. Mapa del ECMWF en el que se muestran las isolíneas del geopotencial de 500 hPa expresadas en decámetros además de la temperatura en °C.

Al mirar con detalle la figura 1 se puede observar que la distribución de la temperatura no siempre sigue fielmente el curso de las isolíneas. Cuando lo hace, se dice que esa área obedece a una situación barotrópica y cuando no, baroclina. Cuando esto último ocurre, el viento cruza las isotermas dando lugar a lo que conoce como advección. Y puede ocurrir que se produzca un transporte de aire de las masas con mayor densidad, por tanto más frío, hacia las regiones en donde es menor, por tanto más cálido. Se dice entonces que ha habido una advección de aire frío. Pero también se puede dar lo contrario en cuyo caso se llama advección de aire cálido. El aire denso y frío tenderá a situarse «cayendo» hacia los niveles más superficiales y el cálido tenderá a subir a niveles más altos. La consecuencia de todo ello es la creación de un ambiente favorable a la formación de circulaciones ciclónicas que rotan en el hemisferio norte en sentido antihorario.

Después de la Primera Guerra Mundial, un grupo de meteorólogos noruegos capitaneados por Vilhelm Bjerknes, desarrollaron un modelo conceptual que permitía entender la formación y el desarrollo de ciclones en las latitudes medias a partir del estudio de las ondas ciclónicas generadas por la advección de aire cálido/frío. Este aire compuesto por dos masas de características diferentes, acaba generando vorticidad, es decir, rotación. A partir de este análisis establecieron la teoría del frente polar asociándolo a la irrupción de aire frío procedente de latitudes altas y el desplazamiento del cálido que proviene de otras latitudes más bajas.

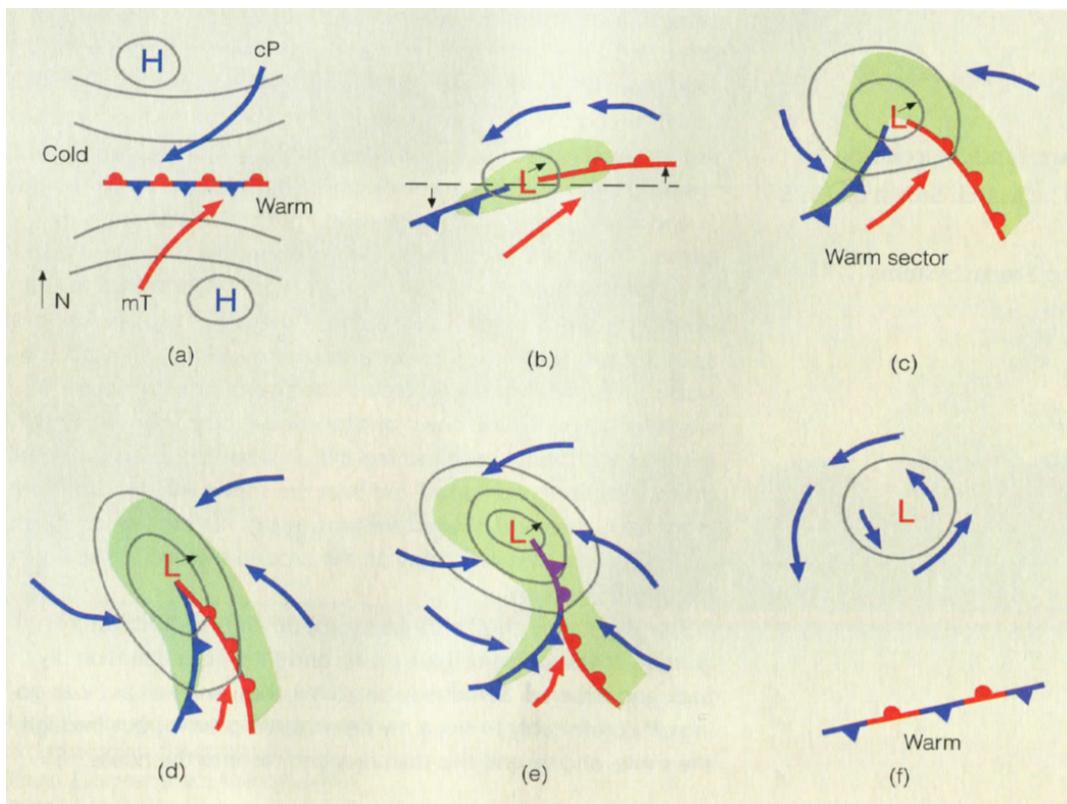


Figura 2(a) a (f). Representación de la formación de una circulación ciclónica en latitudes medias con los frentes polares asociados.

Fuente: Imagen tomada del C. D. Ahrens, Editorial Thomson.

En la figura 2 se muestra la formación del frente polar frío y cálido por la presencia de aire frío continental polar (*cP*) desplazando al más cálido y menos denso de origen marítimo tropical (*mT*). En la figura vemos que a un lado y a otro, en su fase inicial de la ciclogénesis, tenemos dos situaciones antíclínicas (*H*) con las masas de aire frío (*cold*) en las latitudes más altas y la más cálida (*warm*) más al sur. La separación entre ambas masas de aire se denomina frente polar, clasificándolo como frío si la masa de aire más fría intenta desplazar a la más cálida y, consecuentemente, se dice frente cálido cuando ocurre lo contrario. El movimiento de la circulación ciclónica hace que las masas de aire fría y cálida lleguen a una situación en la que se mezclan, dando lugar una tercera masa de aire que podemos llamar templada y que da lugar a un nuevo tipo de frente al que denominamos ocluido. Cuando se forma nos indica que es el preludio del fin de ciclo de la circulación ciclónica.

Se trata de un modelo conceptual relativamente sencillo y un tanto incompleto. Los modelos numéricos que intentan explicar el movimiento de las masas de aire en 3D, han propiciado una revisión del modelo noruego hacia otro más complejo que establece movimientos como si fueran los que se pueden asimilar a los transportes de una cinta sin fin (en inglés «conveyor belts») pues tienen en cuenta las subidas y bajadas del aire y cuya explicación excede la finalidad de este artículo divulgativo.

Borrascas de alto impacto

Los vientos huracanados, el fuerte oleaje, las situaciones que dan lugar a precipitaciones intensas o las que producen piedras de granizo son debidas mayoritariamente a varios tipos de situaciones. En este artículo nos hemos centrado en tres.

Ciclogénesis explosivas

En ocasiones la formación de vorticidad, en latitudes medias, puede alcanzar un grado de evolución que haga que su desarrollo sea muy rápido, dando lugar a fenómenos muy adversos. Un caso de estos es un tipo de ciclogénesis como el que se produce cuando existe un fuerte contraste térmico, mucho más marcado que el «habitual», entre las masas de aire fría y cálida.

En estos casos se producen circulaciones ciclónicas que giran con gran intensidad, con un desplazamiento muy rápido del aire de las capas bajas hacia arriba. En estas condiciones la presión en superficie disminuye significativamente. Cuando esto sucede en latitudes medias, si la presión desciende o bien entre 9 y 10 hPa en 12 horas o incluso 18 o 20 hPa en 24 horas, se dice que se está produciendo esa ciclogénesis de forma explosiva, formándose borrascas que pueden llegar a producir fuertes impactos.

Para entender como han llegado a formarse este tipo de estructuras tenemos que tener en cuenta que tiene que haber una interacción entre dos fenómenos que lleguen a producirse sincronizadamente. Por un lado, en niveles bajos debe haber una circulación ciclónica -una onda al fin y al cabo- con un fuerte contraste entre el aire frío y seco y el cálido y húmedo. Al comenzar la vorticidad y empezar a subir el aire caliente, se puede encontrar con distintas situaciones que actúan como mecanismos de disparo:

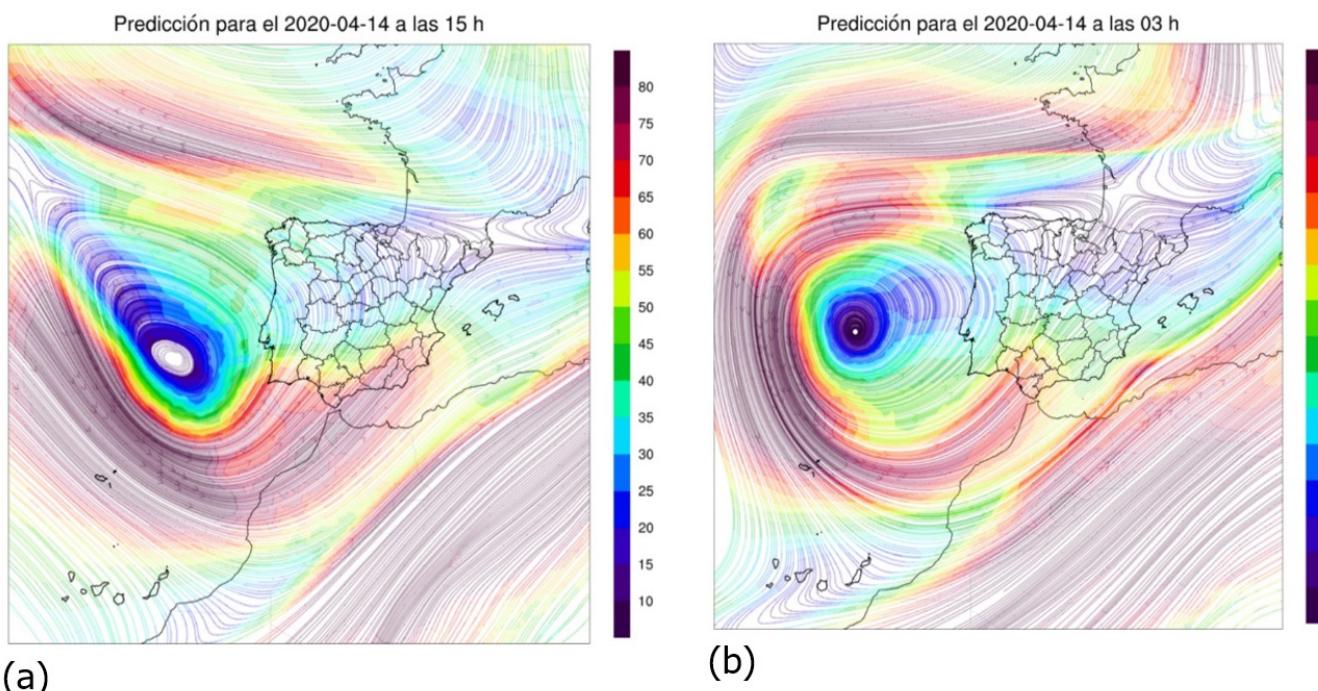
1. Que en niveles altos haya vientos muy fuertes (a veces con la presencia de una vaguada) que actúa a modo de succión del aire de los niveles bajos. Esto hace que se profundicen las bajas presiones en superficie y aumente la vorticidad de forma rápida. De ahí proviene el calificativo de explosiva.
2. También puede ser que en altura se encuentre una masa de aire más cálida de lo que es habitual (en realidad es una anomalía cálida que hace que el geopotencial se sitúe más bajo de lo «habitual»), con lo que puede llegar a interaccionar con las capas de aire que van subiendo (cálidas y húmedas), dando lugar a una circulación -que en términos meteorológicos llamaríamos una profundización de la borrasca- con un rápido desarrollo que puede llegar a tomar las características de explosiva.
3. Una variante del caso anterior es que haya una rotura de la tropopausa que permita entrar aire muy seco y más cálido desde la estratosfera, la capa de la atmósfera que se sitúa por encima de la troposfera, que «sustituye» de la troposfera. En estos casos, la interacción con la fuerte convección que proviene de las capas bajas puede hacer que la ciclogénesis sea explosiva.

No debemos olvidar que tiene que existir un contraste en superficie entre una masa fría (y por tanto seca) y otras más cálida y húmeda de lo habitual. Una de estas situaciones puede ser la que provenga de los restos de un ciclón tropical y que en su trayectoria se haya desplazado a latitudes más altas, situándose junto a una vaguada de aire frío. Por tanto tenemos un fuerte contraste térmico y pasa a formar parte de los ingredientes necesarios para la formación de una ciclogénesis que puede llegar a ser explosiva con vientos muy fuertes.

Depresiones Aisladas en Niveles Altos (DANA)

Se produce una Depresión Aislada en Niveles Altos cuando la corriente en chorro se desvía de las latitudes habituales -más o menos hacia la latitud de 60º- hacia otras más bajas, creando un ramal que finalmente queda aislado de la circulación general. Esta desviación, traslada aire frío y seco de los niveles altos hacia otras zonas en las que, esta vez en niveles más bajos, la masa de aire es cálida y húmeda. Al crearse ese fuerte contraste térmico se va a producir el ascenso del aire, creando un vórtice y formándose una circulación ciclónica. El resultado es la formación de un sistema que da lugar a grandes precipitaciones. No resulta ser «explosiva» sino que es la consecuencia de un retorcimiento de la circulación, como se puede ver en la figura 3 (a) y (b). En ella se representa el viento en el nivel de 300 hPa, a unos 9.000 m de altura. Se puede observar la formación de una DANA al Oeste de Portugal por el desprendimiento de la corriente en chorro polar. En este caso se han representado las líneas de corriente del viento y se puede ver que, una vez aislada la DANA, aparece el «ojito» con la corriente en chorro circulando alrededor del ciclón.

La precipitación asociada a las danas depende de varios factores: en primer lugar de la alimentación que tenga desde los niveles bajos. Cuanto más húmedo y cálido sea el aire que se desplaza hacia arriba y mayor sea el gradiente térmico vertical, la precipitación será más intensa. Si además esta perturbación se prolonga en el tiempo, la probabilidad de producir más impactos será mayor. Esto es lo que sucede, con cierta frecuencia, en la zona mediterránea, pero de ningún modo es exclusiva de esa región. Hay serios indicios de que estamos atravesando un periodo en el que se han visto incrementar este tipo de situaciones en varias regiones del mundo.



Figuras 3 (a) y 3 (b). Representación del viento en el nivel de 300 hPa de los modelos utilizados por Grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de León. Las zonas con mayores intensidades se corresponden aquellas que presentan velocidades muy altas, signo de la presencia de la corriente en chorro. En la 3 (a) se ve la formación de la DANA y en la 3 (b) cuando se encuentra ya formada. Tanto en un caso como en otro se aprecia el «ojito» que pone de manifiesto la fuerte vorticidad que presenta.

Mesociclones

En ocasiones, y en latitudes medias, lo que puede suceder es que aparezca un centro de rotación, a mesoscala, debido a una convección muy organizada producida al elevarse aire cálido y húmedo. Esto ocurre en el caso de las tormentas.

De forma muy poco habitual, pero de ningún modo excepcional, podemos tener pequeños ciclones a los que se llama mesociclones en los que la convección está muy organizada y centrada en torno a un eje único y central dentro de la tormenta. Estas estructuras están formadas por un vórtice de aire con un radio que no suele exceder los 10 km de diámetro. Cuando esto ocurre se dice que se trata de supercélulas y su estructura puede ser analizada mediante radares meteorológicos. Las corrientes ascensionales que hemos medido (y experimentado) en los vuelos científicos en este tipo de tormentas son superiores a 20 m/s.

En estos casos las medidas de los hidrometeoros, efectuadas con instrumentos capaces de observarlos, muestran datos interesantes. Las campañas que hicimos en el proyecto EURICE con la plataforma de física de nubes del INTA (Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial) mostraron que en la medida en que una tormenta es más intensa, su organización, desde el punto microfísico, es mayor. Es decir, se pueden diferenciar las regiones en el interior de las tormentas en las que se desarrollan distintos procesos. Cuando comienza su disipación, esa organización va desapareciendo y los hidrometeoros están mucho más mezclados.

En la figura 4 mostramos las partículas nubosas observadas y medidas en uno de esos vuelos en el interior de una tormenta de granizo. Este tipo de instrumentación, denominada de física de nubes, es capaz de lograr imágenes partícula a partícula e incluso clasificarlas. La barra vertical tiene unas dimensiones de 1,12 mm. Los hidrometeoros más grandes e irregulares se corresponden a lo que en inglés se denomina «graupel», que en este caso eran embriones de granizo. Las imágenes más redondeadas son gotas de agua subfundida (por debajo de 0 °C). Las más pequeñas e irregulares son cristales de hielo. Las partículas que se han clasificado se muestran en negro y en rojo las que no (a las que se suele llamar «artefactos»).

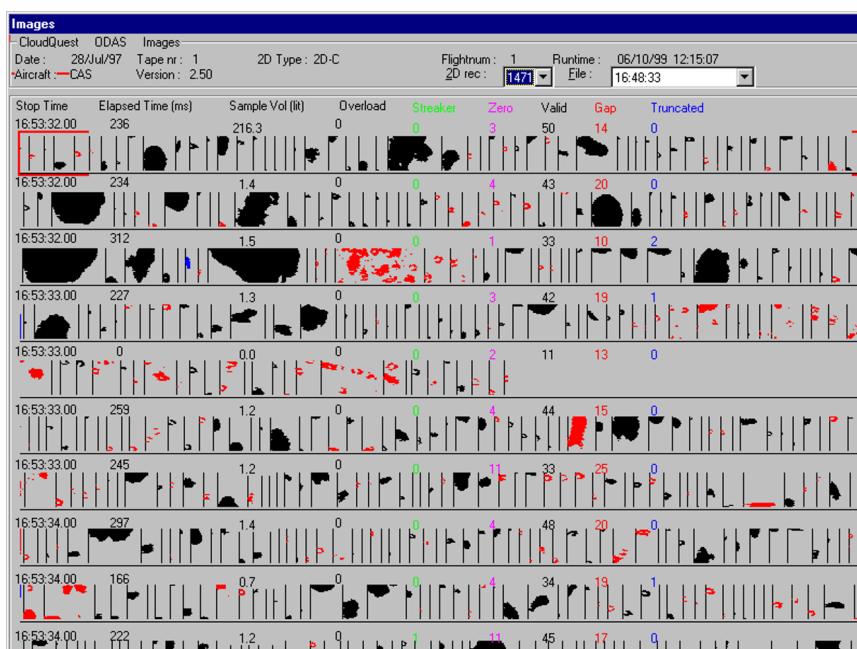


Figura 4. Imágenes de los hidrometeoros detectadas en un vuelo en el interior de una tormenta de granizo (explicación en el texto). Se puede ver que predominan los embriones de granizo.

En algunos vuelos, que el autor de este artículo ha podido realizar en el interior de tormentas estivales de granizo, las corrientes ascensionales más intensas que se dan en su interior no suelen ser inferiores a 10 m/s, lo que permite que las piedras de granizo puedan mantenerse en su interior hasta que alcancen tamaños tan grandes que no puedan con su peso y entonces precipiten. Y por eso no es de extrañar que a veces caigan piedras de granizo de hasta 10 cm. En la figura 5 mostramos dos imágenes de las consecuencias de este tipo de tormentas, como la ocurrida el 16 de agosto de 2003 en Alcañiz.



Figura 5. Las consecuencias de una precipitación de granizo ocurrida en Alcañiz el 16 de agosto de 2003. En la de la izquierda se ven los orificios causados en una mesa de PVC y en la de la derecha una de las piedras precipitadas, que es una amalgama de granizos a los que el agua subfundida (conocida como SLW en inglés) unió como si de un pegamento se tratara.

Cuando se dan tormentas en cuyo interior hay uno de estos mesociclones, se producen, además de intensas precipitaciones, fuertes vientos. Al acompañar a las piedras de granizo, la energía con la que impactan es mucho mayor, con lo que el daño producido también lo es. La imagen izquierda de la figura 5 es un ejemplo.

Muy esporádicamente las supercélulas pueden ir acompañadas de tornados. No son del todo muy infrecuentes en la península ibérica. Afectan a pequeños territorios y de ahí la dificultad de tener constancia de ellos. Pero en Europa se suelen dar más de 200 anualmente y es probable que en la península ibérica lleguen a 10 anuales. Casi siempre de baja intensidad. A estos hay que añadir el fenómeno equivalente que ocurre en el mar, al que se denomina tromba marina, y que afecta en mayor medida a las islas Baleares, que es temida por los daños que produce en las embarcaciones.

Algunos casos de situaciones con ciclones muy adversos

En Canarias se han dado el caso de la llegada de los restos de ciclones extratropicales. Son casos muy infrecuentes, pero que deben tenerse en cuenta.

Los ejemplos de Gloria y Filomena han producido un elevado impacto económico y se ha escrito mucho sobre ellos. Son casos extremos pero, como se indicaba en el comienzo de este artículo, sus consecuencias no los hacen olvidar.

La modelización y la mejora de los sistemas de observación permiten avanzar en la detección y predicción. Un caso muy interesante -y en parte olvidado- es el ocurrido el 11 de marzo de 2011 en el que se produjo la rotura de la troposfera con una fuerte incursión de aire estratosférico hasta una altura de 600 hPa. Y en este episodio la modelización ha permitido conocer mucho más acerca de él. Las nevadas en la sierra de Segovia y de Madrid fueron impresionantes.

En la figura 6 se han representado los perfiles verticales, en las cercanías del puerto de Navacerrada (Segovia), del valor de PVU (que es la vorticidad potencial y que está relacionada con la altura de la troposfera dinámica), los valores en rojo señalan la temperatura potencial equivalente¹ (EPT) y en verde las humedades relativas del 100 %. Son situaciones que permiten avanzar en el conocimiento de las perturbaciones producidas por caídas súbitas de la estratosfera.

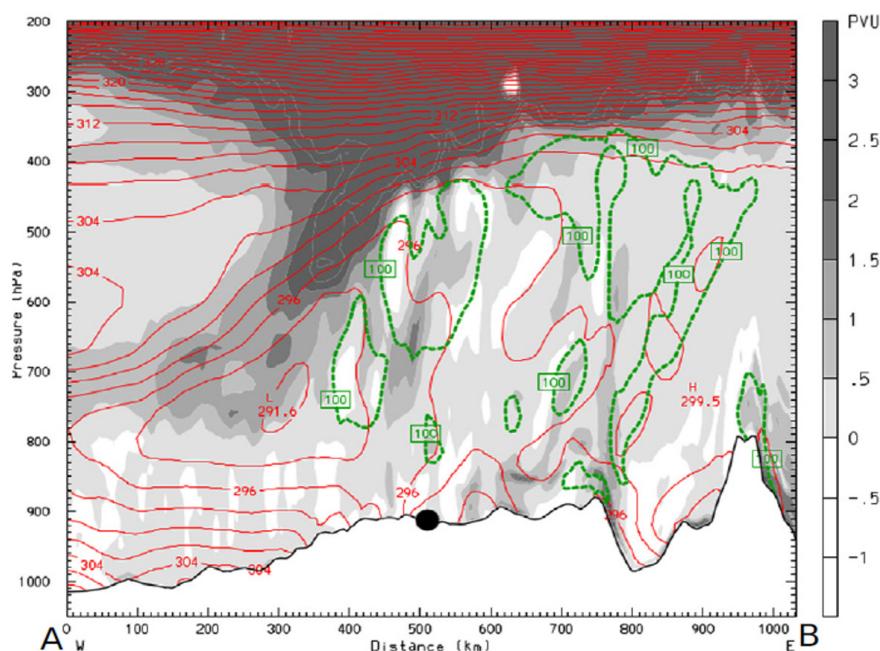


Figura 6. Perfiles verticales de la PVU, EPT en el eje W – E en torno al puerto de Navacerrada (más explicación en el texto). Cuando la PVU toma un valor de 1,5 o superior, indica la entrada de aire desde la estratosfera. El punto negro indica la posición del puerto de Navacerrada.

¹ La temperatura potencial equivalente es la que tendría un volumen de aire si se condensara toda la humedad que contiene y se comprimiera adiabáticamente (es decir, sin intercambio de calor con su entorno) hasta el nivel de referencia de 1000 hPa. Es útil para caracterizar la procedencia del aire, puesto que es un parámetro que se conserva relativamente bien a lo largo de las transformaciones que experimentan las masas de aire.

Mientras se siga calentando el planeta, la atmósfera va a disponer de más energía para realizar sus procesos. Es casi imposible asignar un hecho «anómalo» al calentamiento global, pero sí parece razonable admitir que las situaciones de fenómenos extremos serán más habituales. No es que sean nuevos. Lo que los datos están confirmando es que son más frecuentes.

Bibliografía:

Ahrens C. D. Meteorology Today. Thomson 7 th ed. 2002.

Gascón E.; J.L. Sánchez; S. Fernández-González; L. Hermida; L. López; E. García-Ortega; A. Merino. Monitoring a convective winter episode of the Iberian Peninsula using a multichannel microwave radiometer. Journal of Geophysical Research. 120 - 4, pp. 1565 - 1581. 2015.

Gascón E.; J.L. Sánchez; D. Charalambous; S. Fernández-González; L. López; E. García-Ortega; A. Merino. Numerical diagnosis of a heavy snowfall event in the center of the Iberian Peninsula. Atmospheric Research. 153, pp. 250 - 263. 2015.

Michaelides S. ; T. Karacostas; J.L. Sánchez; et al;. (3/). 2018. Reviews and perspectives of high impact atmospheric processes in the Mediterranean Atmospheric Research. 208, pp.4-44.

Tapiador, F.J.; Villalba-Pradas, A. ;Navarro, A. Martín A. ; Merino, A.; García-Ortega, E. ; Sánchez, José Luis; Kwonil K; Gyuwon L. A satellite view of an intense snowfall in Madrid (Spain): The storm 'Filomena' in January 2021 Remote Sensing. 13-14, pp. Art. 2702.