

# ESTUDIO DEL CICLÓN EXTRATROPICAL KLAUS: POSIBLES CONEXIONES CON LA NAO

Iñigo Gómara<sup>(1)</sup>, Concepción Rodríguez-Puebla<sup>(2)</sup>, Belén Rodríguez-Fonseca<sup>(1)</sup> y Carlos Yagüe<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Universidad Complutense de Madrid, Dpto. de Geofísica y Meteorología, Madrid, ([i.gomara@estumail.ucm.es](mailto:i.gomara@estumail.ucm.es)).

<sup>(2)</sup> Universidad de Salamanca, Dpto. Física General y de la Atmósfera, Salamanca, ([concha@usal.es](mailto:concha@usal.es)).

## 1. INTRODUCCIÓN

El ciclón extratropical Klaus fue una profunda depresión que afectó la región suroeste del continente europeo durante los días 23, 24 y 25 de Enero de 2009 y que se encuadra dentro de los fenómenos adversos extremos, que según el último informe del IPCC (2007), podrían haberse incrementado en las últimas décadas. En particular, la depresión impactó sobre las regiones del norte de España, sur de Francia y la Península Itálica, donde las pérdidas tanto económicas como humanas fueron muy elevadas. La principal razón desencadenante de tales pérdidas fue el fuerte viento generado por la tempestad, que según la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), llegó a alcanzar rachas máximas de hasta 198 km/h en España (Cerezo de Arriba, 23/01/2009).

El presente trabajo de investigación tiene por objetivo el análisis detallado de este fenómeno meteorológico extremo, que fue catalogado por AEMET como una ciclogénesis explosiva. En términos generales, se ha encontrado que la depresión se originó en el Atlántico Norte bajo unas condiciones de crecimiento muy favorables, entre las que destacan una atmósfera baroclina, fuertes vientos en altura y elevados gradientes horizontales en superficie tanto de temperatura como de humedad. Asimismo, la existencia de una baja preexistente en altura, que interactuó con la inestabilidad en superficie durante la fase inicial de la misma, fue otra de las principales causas desencadenante del desarrollo explosivo. El análisis meteorológico ha sido realizado en relación a investigaciones científicas previas (Sanders & Gyakum, 1980; Bosart & Lin, 1984; Reed & Albright, 1986) y se ha llevado a cabo a partir de los datos de reanálisis de Enero de 2009 del NCEP-NCAR y de imágenes de satélite.

Además, en este trabajo se ahondará en la dinámica de este tipo de ciclogénesis, así como en la posible relación con la variabilidad climática de escalas superiores. En concreto, se va a analizar el vínculo con la Oscilación del Atlántico Norte

(NAO), ya que esta ciclogénesis está relacionada con un cambio en la corriente en chorro, que es una característica fundamental de la NAO (Thompson et al. 2002; Woollings et al. 2008; Riviére & Orlandi, 2007). La influencia de la NAO en la generación de ciclogénesis explosivas así como la influencia de éstas en la posición e intensidad de la corriente en chorro serán aspectos discutidos para el caso particular de Klaus.

## 2. CONCEPTO DE CICLOGÉNESIS EXPLOSIVA: CARACTERÍSTICAS Y DINÁMICA

En el lenguaje técnico meteorológico, las depresiones con características de desarrollo similares a las de Klaus se denominan ciclogénesis explosivas (Sanders & Gyakum, 1980). Éstas, se definen como aquellas en las que la caída de presión en superficie del centro de las mismas, en un periodo de 24h, cumple el siguiente criterio:

$$\text{NDR (Normalized Deepening Rate)} = \frac{(\Delta p \times \sin 60^\circ)}{(24 \text{ hPa} \times \sin \varphi)} > 1 \quad (1)$$

Bergeron

Donde  $\varphi$  es la latitud promedio del centro de la baja durante esas 24 horas y  $\Delta p$  la caída de la presión. Por lo tanto, atendiendo a la definición anterior, a una latitud media de  $40^\circ$  (trayectoria de Klaus), la caída de la presión superficial en el centro de la depresión debe de ser, como mínimo, del orden de 19 - 20 hPa en 24 h.

No obstante, aparte de esta característica común y fundamental en todos los eventos de este tipo, también existen otras muchas características meteorológicas comunes, que han sido observadas en numerosos casos de estudio de episodios similares (Sanders & Gyakum, 1980).

En primer lugar, cabe mencionar que los episodios de ciclogénesis explosiva están dotados de extremada virulencia y que generan vientos, durante su fase de madurez, de fuerza igual a la observada en

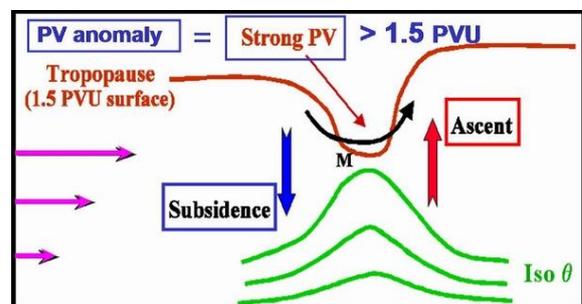
huracanes. Además de estos vientos tan fuertes, también suelen observarse procesos convectivos muy violentos, que producen lluvias torrenciales sobre las regiones más cercanas al centro de la inestabilidad que, por norma general, carece de nubosidad. Al tratarse de fenómenos cuyos mecanismos de formación son análogos a los observados en los procesos de ciclogénesis en borrascas comunes, los episodios de ciclogénesis explosiva presentan en su etapa inicial una composición de masas de aire muy heterogénea. Por tanto, estos sistemas meteorológicos se forman debido al choque entre dos masas de aire de procedencias geográficas opuestas, como lo son masas de procedencia subtropical y subpolar (teoría baroclínica- Shapiro-Keyser (1990)).

Las ciclogénesis explosivas suelen desarrollarse en ambientes marítimos entre los meses de Septiembre y Abril, es decir, durante las estaciones más frías en el Hemisferio Norte, alcanzándose un pico máximo de ocurrencia de éstas en Enero (Sanders & Gyakum, 1980; Sanders, 1986). Las regiones que presentan mayor concentración de episodios de este tipo, al año, son las zonas marítimas situadas al Oeste del Océano Atlántico y al Oeste del Océano Pacífico. En concreto, al NE de la Costa Este de los Estados Unidos, sobre la corriente del Golfo y al NE del Océano Pacífico, cerca de la corriente de Kuroshio. Este tipo de fenómeno es muy raro que se origine en Europa y la probabilidad de que se dé una ciclogénesis explosiva sobre territorio europeo es muy baja. No obstante, más adelante se verá cómo el ciclón extratropical Klaus supuso una excepción.

Otra característica común en los episodios de ciclogénesis explosiva es el alto nivel de baroclinicidad atmosférica en las regiones donde se desarrollan. Por tanto, sobre las zonas donde se genera la baja en superficie existen, comúnmente, gradientes superficiales muy elevados de temperatura y humedad absoluta y fuertes vientos en altura. Ésta es una de las causas principales en el desencadenamiento de la inestabilidad, que también suele verse favorecida por procesos de calentamiento diabático como la convección, que refuerza el forzamiento baroclínico (Bosart, 1981; Gyakum 1983a,b; Whitaker et al. 1988). La importancia de los procesos con intensos flujos de calor sensible y calor latente sobre el océano fue deducida por Bosart & Lin (1984).

Dinámicamente, la existencia de una vaguada móvil en niveles medios y altos (anomalía de vorticidad potencial positiva) durante la fase de rápido desarrollo de la inestabilidad en superficie es una característica fundamental de este tipo de procesos. De este modo, la profundización e intensificación de la baja en superficie (precursor en

niveles bajos) suele estar provocada por la interacción con otra baja o depresión móvil en altura (300 hPa). Estudios relacionados sobre este tema han sido realizados por Bosart, (1981), Bosart & Lin, (1984), Uccellini et al. (1986), Gyakum et al (1992), Gyakum & Danielson (2000) y Strahl & Smith (2001). La existencia de un valor reducido de estabilidad estática resulta un factor clave en el desarrollo explosivo de la baja en superficie (Reed & Albright, 1986; Rogers & Bosart, 1991; Wang & Rogers, 2001). Además, una estabilidad estática baja contribuye a la obtención de un grado de penetración de Rossby (H) más elevado, que permite la interacción entre ambos precursores en la vertical. El proceso de interacción que se produce en este tipo de procesos aparece esquematizado en la Fig. 1.



**Fig. 1:** Sección vertical que muestra de manera idealizada la modificación en la troposfera por la anomalía de PV Positiva (Santurette & Georgiev, 2005).

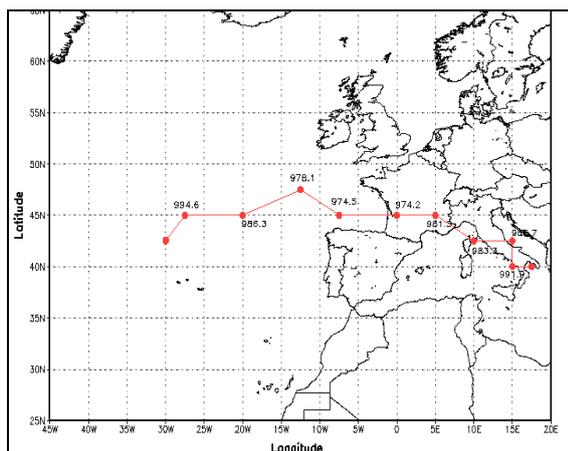
Además, la extensión de la perturbación en niveles altos y la altitud de la tropopausa también juegan un importante papel en el desencadenamiento de estas interacciones inter-depresionarias (Elizaga & Martín-León, 1999). El posterior profundizamiento de la baja en superficie suele darse en respuesta al aumento de vorticidad ciclónica en niveles altos, por lo que el estudio de la advección de vorticidad sobre la zona de nacimiento de la inestabilidad resulta necesario. Asimismo, estas vaguadas móviles normalmente alcanzan su máxima amplitud en la tropopausa y suelen ser localizadas mediante máximos locales de temperatura y presión de la tropopausa, asociados a un hundimiento de la misma en la zona donde se sitúa el precursor de niveles altos.

En cuanto a las propiedades meteorológicas asociadas al Jet, se ha encontrado que la inestabilidad a 300 hPa (anomalía de vorticidad potencial positiva) puede interactuar asimismo con la corriente en chorro cerca de la tropopausa y acelerarla. Cuando este proceso tiene lugar, se produce una intensificación local de los vientos del Jet y un fortalecimiento del flujo ascendente. En el caso de que la intrusión estratosférica sea muy pronunciada y que la fuerza del Jet también lo fuese, podría darse el fenómeno de pliegue o *folding* de la tropopausa (Santurette & Georgiev, 2005).

### 3. ANÁLISIS DEL CICLÓN EXTRATROPICAL KLAUS

En este apartado se va a realizar un análisis meteorológico del Ciclón Extratropical Klaus en Europa, que supuso un claro ejemplo de ciclogénesis explosiva. Dicho ciclón afectó con virulencia el SE del continente europeo los días 23, 24 y 25 de Enero de 2009.

#### 3.1 Análisis de Trayectoria y caída de la presión



**Fig. 2:** Trayectoria de la ciclogénesis explosiva, localización de su centro y presión mínima observada. Intervalo temporal 00/23/01-12/25/01 de 2009. El primer punto rojo corresponde las 00 UTC 23/01, intervalo cada 6 horas. Datos reanálisis NCEP.

La trayectoria que siguió la ciclogénesis explosiva durante los días 23, 24 y 25 de Enero se muestra en la Fig. 2, cuyos datos de localización y presión mínima en el centro se resumen en la Tabla I.

Coordenadas Temporales (hora/día/mes/año)	Latitud (°)	Longitud (°)	Presión mínima en el centro (hPa)
06/23/01/2009	45° N	27.5° W	994.6
12/23/01/2009	45° N	20° W	986.3
18/23/01/2009	47.5° N	12.5° W	978.1
00/24/01/2009	45° N	7.5° W	974.5
06/24/01/2009	45° N	0°	974.2
12/24/01/2009	45° N	5° E	981.5
18/24/01/2009	42.5° N	10° E	983.3
00/25/01/2009	42.5° N	15° E	985.7
06/25/01/2009	42.5° N	15° E	987.1
12/25/01/2009	40° N	15° E	991.9

**Tabla I:** Coordenadas de posición y presión mínima en el centro de la ciclogénesis explosiva. Intervalo temporal 06/23/01-12/25/01 de 2009. Datos del reanálisis NCEP (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/hour>).

Atendiendo a un rango temporal no superior a 24 horas, se puede comprobar cómo, en el plazo comprendido entre las 06 UTC del 23 de Enero de 2009 y las 06 UTC del día siguiente (tabla I), el centro del vórtice experimentó una profundización de 20.4 hPa. La latitud promedio de la depresión en ese periodo de tiempo fue de 45.83° N. Acudiendo a la expresión (1), se puede comprobar cómo el valor del NDR supera el umbral de 1 Bergeron. Por tanto, se concluye que durante las 24 horas posteriores a las 06 UTC del 23 de Enero de 2009, la depresión se profundizó de manera explosiva, disminuyendo el centro de la misma 20.4 hPa de presión en tan sólo 24 horas.

A continuación, también se ofrecen los resultados de la caída de presión de la baja explosiva en superficie recogidos en el “Análisis preliminar de la situación del 22-25 de enero de 2009. Un caso de ciclogénesis explosiva extraordinaria”<sup>1</sup>. Con estos datos se han calculado lo correspondientes índices NDR para cada uno de los modelos especificados. En la Tabla II aparecen los valores mínimos de presión en superficie de la depresión en base a los análisis obtenidos para los modelos ECMWF o CEPPM (Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio) y HIRLAM-AEMET (*High Resolution Limited Area Model* - Agencia Estatal de Meteorología).

Mod. ECMWF Análisis DD/HH	Mínimo aproximado de presión a nivel del mar (hPa)	Diferencias de presión en 12 h anteriores (hPa)
23/00	1002	-
23/12	980	22 Profundizándose
24/00	968	12 Profundizándose (34 hPa en 24 h)
24/12	980	-8 Rellenándose

<sup>1</sup>AEMET (26/01/2009):<http://www.aemet.es/es/noticias/2009/03/ciclogenesisexplosiva>

Mod. HIRLAM Análisis DD/HH	Mínimo aproximado de presión a nivel del mar (hPa)	Diferencias de presión en 12 h anteriores (hPa)
23/00	1000	-
23/06	1000	00
23/12	992	8 Profundizándose
23/18	972	20 Profundizándose
24/00	964	8 Profundizándose (36hPa/24h)
24/06	964	0
24/12	980	16 Rellenándose

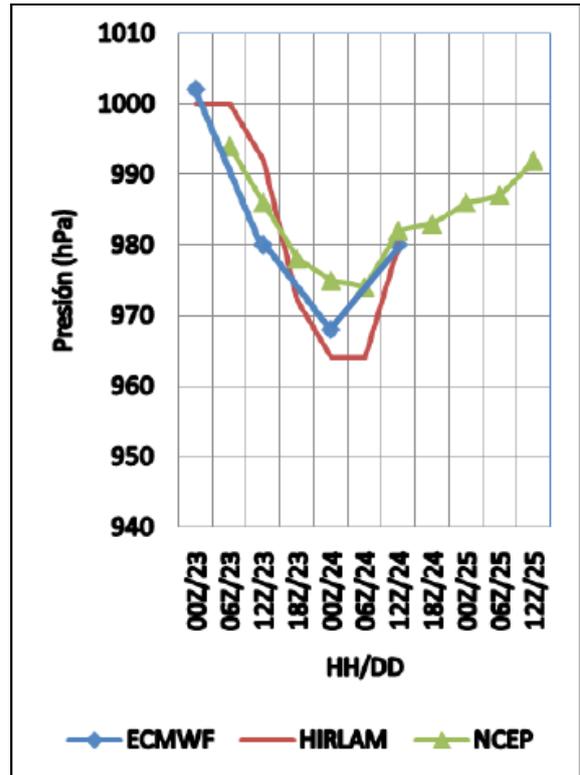
**Tabla II:** Mínimos de presión y tendencia de presión en superficie (datos ECMWF (arriba) y HIRLAM (abajo)).

Los índices NDR calculados, tomando como latitud media 45° N, para cada una de las bajadas de presión en superficie previstas por cada modelo, son:

- HIRLAM: NDR = 1,811 Bergeron
- CEPMM: NDR = 1,710 Bergeron
- NCEP: NDR = 1,026 1 Bergeron

Comparando los resultados con el resultado obtenido con los datos NCEP/NCAR, se puede concluir que los valores aquí hallados son significativamente mayores a los 1.026 Bergeron. La baja resolución horizontal del modelo de reanálisis del NCEP (2.5°x2.5°) claramente subestimó la correcta modelización de este evento.

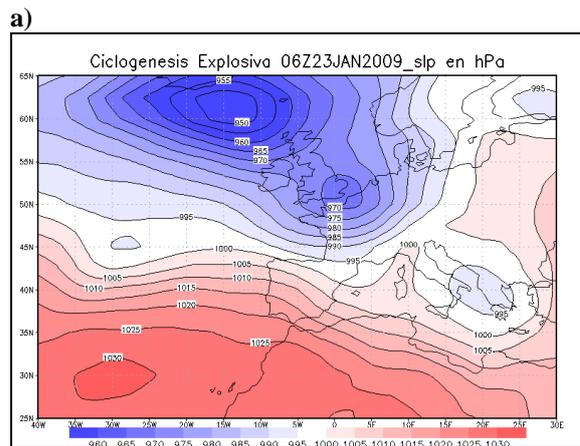
Realizando una breve comparativa entre las tres líneas dibujadas en la Fig. 3, de caída de la presión mínima en el centro de la depresión, cabe destacar que la tendencia de la presión para los tres modelos coincide prácticamente en todos los instantes. Es decir, cayó de forma súbita en el intervalo comprendido entre las 06 UTC del día 23 de Enero y las 06 UTC del día 24 de Enero. La profundización más violenta coincidió entre las 06 UTC del día 23 de Enero y las 00 UTC del día 24. A partir de las 06 UTC del día 24 de Enero, el sistema comenzó a rellenarse en su centro para los tres modelos.

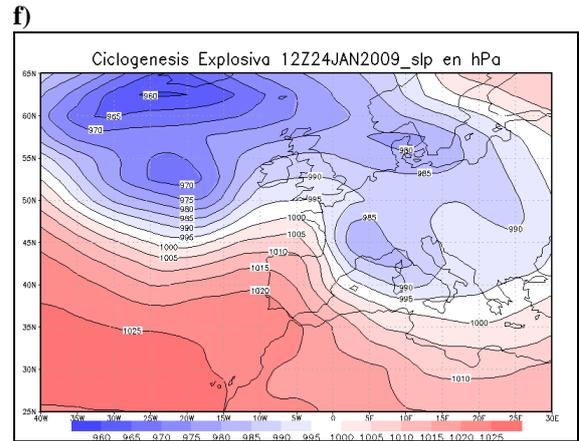
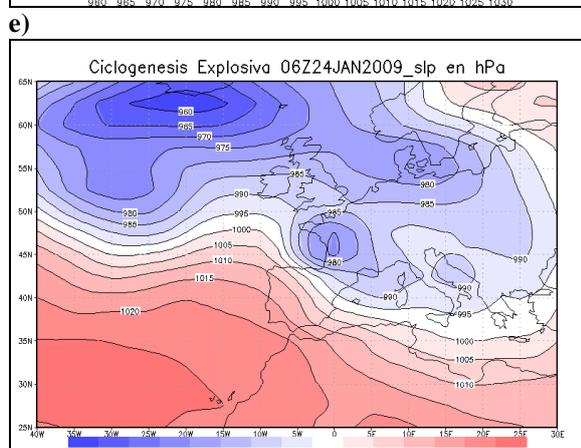
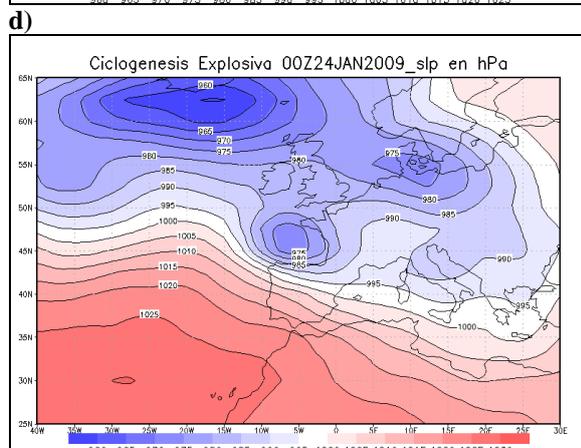
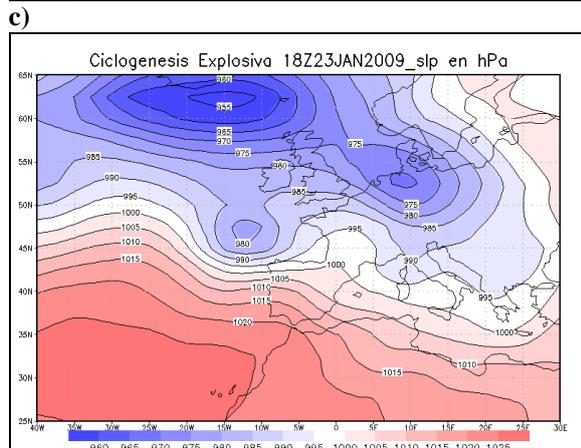
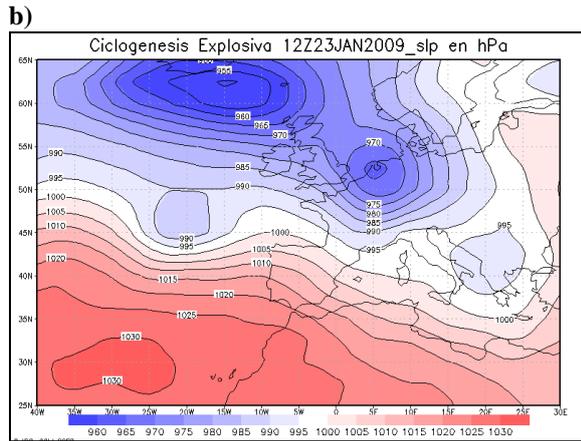


**Fig. 3:** Presión mínima en superficie en el centro de la depresión en cada instante. Modelos ECMWF, HIRLAM y NCEP.

### 3.2 Análisis del campo de isobaras

El análisis de presión en superficie que muestran los datos del NCEP, en el intervalo comprendido entre las 06 UTC del 23 de Enero y las 18 UTC del día 24 de 2009, se recoge en la Fig. 4.





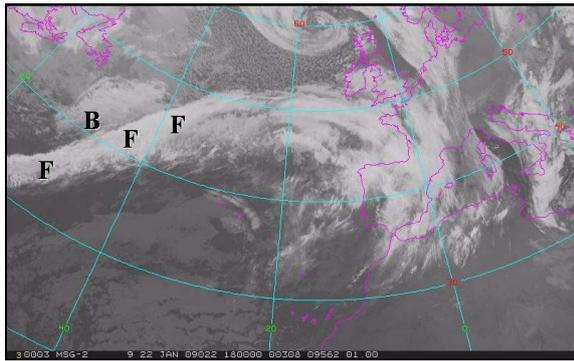
**Fig. 4:** Presión en superficie en el centro de la depresión. Intervalo 06 UTC 23 Enero-12 UTC 24 Enero (a) a (f). Contornos 5 hPa. Fuente: NCEP.

Como se puede observar en la Fig. 4a, el proceso de desarrollo explosivo de la depresión comenzó a producirse el día 23 a las 06 UTC, en la región de coordenadas [30-25°W, 44-48°N]. La depresión, conforme fue adquiriendo intensidad, se fue desplazando en dirección Este hasta que alcanzó las costas Gallegas a las 18 UTC de ese mismo día (Fig. 4c). A esa hora, ya se podía observar un gradiente horizontal de presión muy elevado en el flanco sur de la depresión, produciendo vientos muy intensos sobre el NW de la Península Ibérica. Durante las 6 horas posteriores (Fig. 4d), el ciclón extratropical continuó intensificándose y se desplazó en dirección Este, de forma paralela a la costa cantábrica española, donde se produjeron numerosas incidencias provocadas por los vientos huracanados que acompañaban a la tempestad. A las 06 UTC del día 24, la depresión alcanzó su máxima intensidad y tocó tierra en Francia, sobre la región de Aquitania. A partir de este momento, el desarrollo explosivo de la inestabilidad cesó y la depresión comenzó a debilitarse. Debido a su gran intensidad, el ciclón extratropical, en su dirección hacia el Golfo de León, produjo importantes pérdidas en el Norte de España, Norte de Portugal y Sur de Francia ese día 24 de Enero de 2009.

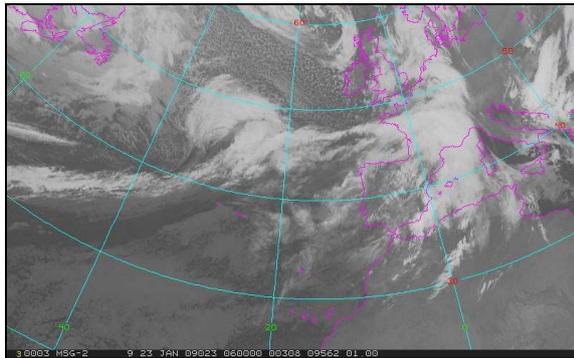
### 3.3 Análisis de las imágenes del satélite

Como apoyo a las figuras de presión en superficie durante las horas del desarrollo explosivo de la depresión, en este sub-apartado se ofrecen también las imágenes IR del satélite MSG entre las 18 UTC del 22 de Enero y las 03 UTC del 24.

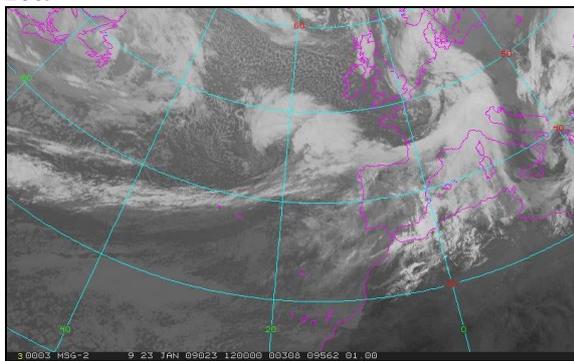
**a) MSG IR 18 UTC 22 Enero 2009**



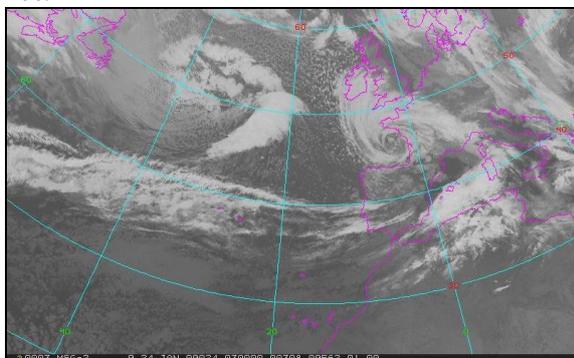
**b) MSG IR 06 UTC 23 Enero 2009**



**c) MSG IR 12 UTC 23 Enero 2009**



**d) MSG IR 03 UTC 24 Enero 2009**



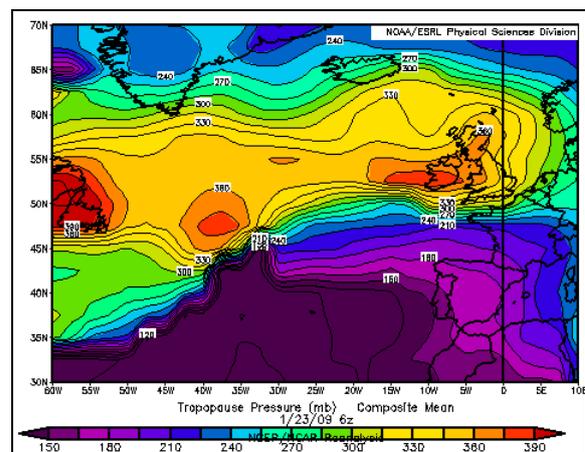
**Fig. 5:** Imágenes del satélite MSG. (Fuente: EUMETSAT).

En términos generales, se observa cómo a las 18 UTC del 23 de Enero, en la región de coordenadas [50 – 40° W, 35 – 45° N] se situó un

frente orientado en dirección SW – NE, que separaba dos masas de aire de características muy contrastadas (Fig. 5a). La primera, de origen subtropical, estaba situada al SE de la zona de ciclogénesis. La segunda, de origen subpolar, se encontraba localizada al NW. A las 06 UTC del 23 de Enero, la banda nubosa originada por el frente comenzó a ondularse y adoptar una estructura típica de circulación ciclónica (Fig. 5b). Este ondulamiento de la nubosidad asociada a la depresión se aprecia cómo se intensificó durante las horas posteriores hasta que alcanzó un estado de flujo ciclónico cerrado, muy bien definido, a las 03 UTC del 24 de Enero (Fig. 5d). A esta hora, la nubosidad presentaba un alto grado de compactación alrededor del centro de la depresión y las precipitaciones eran copiosas. Es digna de mención la ausencia de nubosidad en el centro de la depresión, que permite la observación del centro del sistema con gran claridad.

### 3.4 Análisis del precursor en niveles altos (300 hPa)

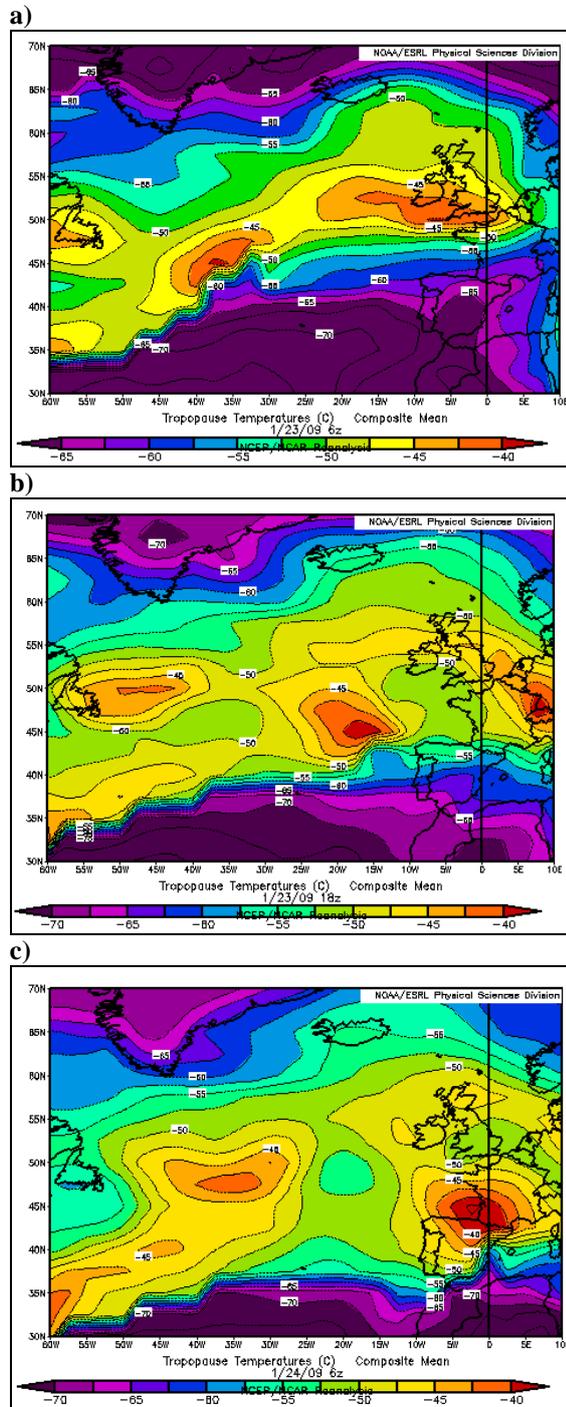
Como se ha descrito en las características generales de las ciclogénesis explosivas, éstas suelen producirse cuando la depresión en superficie interactúa con una vaguada móvil en altura. En el caso de Klaus, la interacción se produjo con una perturbación situada a unos 9000m de altitud el día 23 de Enero, al comienzo del desarrollo explosivo (informe preliminar AEMET). Para localizar y caracterizar en este caso la perturbación en altura, se han obtenido los mapas de presión y temperatura en la tropopausa dinámica (superficie de 1.5 PVU), de modo que un aumento de T ó P en la tropopausa revela un hundimiento de la tropopausa en la misma. Este hundimiento de la tropopausa se describió teóricamente en el apartado anterior (Fig. 1).



**Fig. 9:** Presión en la tropopausa dinámica (1.5 PVU) a las 06 UTC del 23 de Enero de 2009 (Fuente: NCEP).

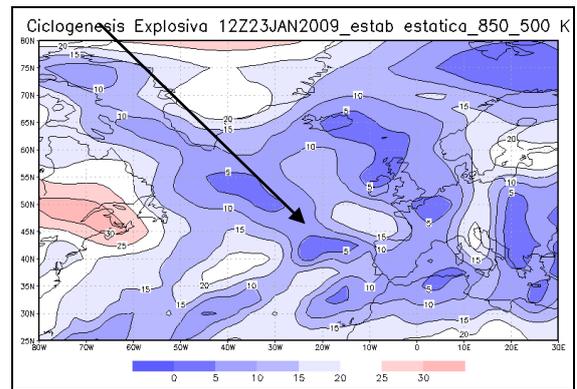
Como se puede observar en la fig. 6, existe una región de hundimiento en la tropopausa a las 06 UTC del 23 de Enero sobre la región de coordenadas

[40-35°W, 45-50°N], que coincide con la región donde se encontraba la depresión en superficie a esa hora. Las figuras de temperatura en la tropopausa (Fig. 7a,b,c), corroboran igualmente la existencia de una perturbación en altura (300 hPa), situada sobre la vertical de la depresión en superficie y que se desplazaba en la misma dirección que la depresión en superficie, a la vez que se intensificaba.



**Fig. 6:** Temperatura en la tropopausa dinámica (1.5 PVU) a las (a) 06 UTC del 23 de Enero de 2009, (b) 18 UTC del 23 de Enero de 2009, (c) 06 UTC del 24 de Enero de 2009. NCEP.

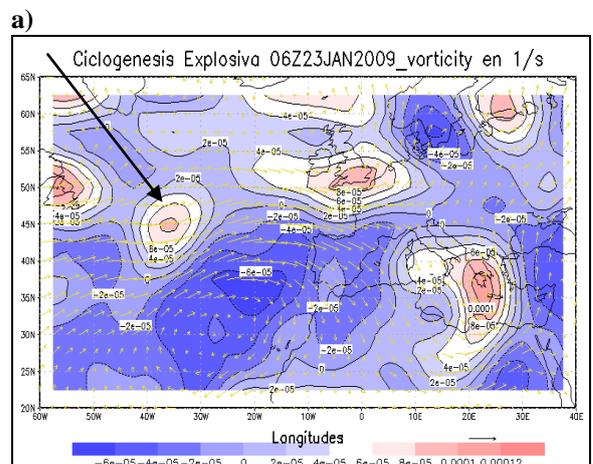
Por tanto, la ciclogénesis explosiva de este caso de estudio sí que interactuó con un precursor en niveles altos, que se situó sobre la vertical de la depresión en superficie y se intensificó al interactuar con ella. Además, este proceso de interacción se vio favorecido por una baja estabilidad estática reinante sobre la región de ciclogénesis a las 12 UTC del 23 de Enero, como se puede observar en la Fig. 8. Esta zona de baja estabilidad estática (selección flecha) produjo un mayor índice de penetración de Rossby (H), ya que éste depende inversamente de la misma, lo que se tradujo en una interacción más fuerte entre precursores en la vertical.

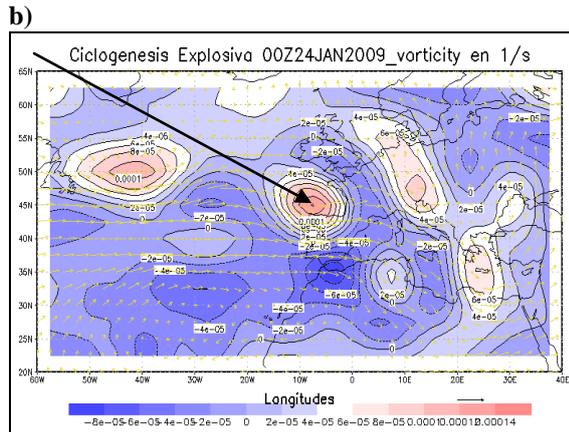


**Fig. 8:** Estabilidad estática entre los niveles de 850-500 hPa. Diferencia de la temperatura potencial equivalente 12 UTC 23 Enero 2009 (Fuente: NCEP).

### 3.5 Análisis de la vorticidad relativa durante el desarrollo explosivo (500 y 850 hPa)

En este apartado se analiza la variación de vorticidad a 500 y 850 hPa durante las horas de desarrollo explosivo de la depresión. Para ello, se ha calculado el campo de vorticidad relativa para las 06 UTC del 23 de Enero y las 00 UTC del 24 de Enero (Fig. 9).



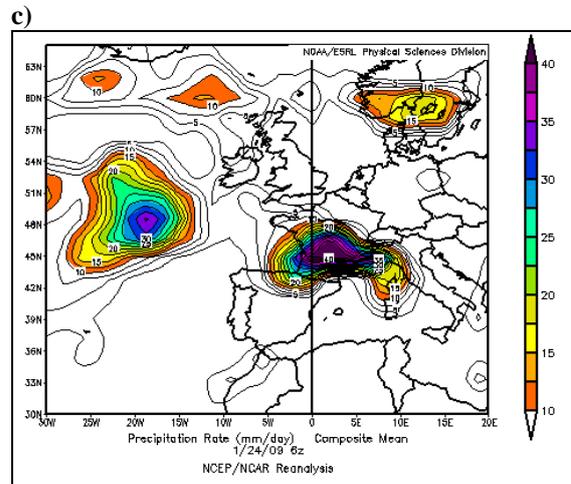
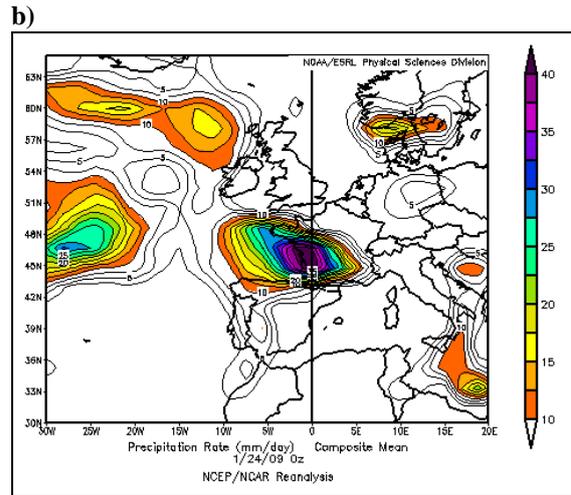
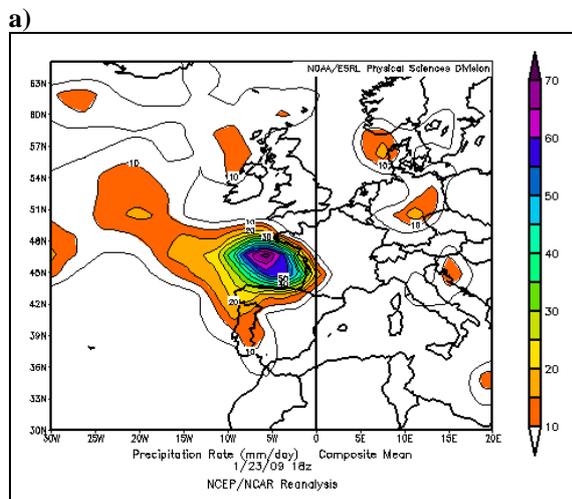


**Fig. 9:** Vorticidad relativa a 500 hPa a las 06 UTC 23 Enero (a) y 00 UTC 24 Enero (b). Intervalo  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (Fuente: NCEP).

Según lo observado en la Fig. 9, se deduce que conforme la depresión se desarrollaba súbitamente, la vorticidad relativa asociada a la misma también lo hacía. En este sentido, entre las 06 UTC del 23 de Enero y las 00 UTC del día siguiente, la vorticidad relativa aumentó  $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  a 500 hPa. En el cálculo realizado a 850 hPa, que no se muestra aquí, los resultados revelan un cambio del mismo orden de magnitud.

### 3.6 Análisis de la precipitación

Como se ha descrito en la base teórica, los eventos de ciclogénesis explosiva suelen llevar asociados procesos de fuerte convección y precipitaciones intensas. En este caso, se han analizado los valores de precipitación del NCEP y se ha encontrado que el ciclón extratropical Klaus produjo lluvias de carácter moderado a fuerte en el norte de España y el sur de Francia. Dichas precipitaciones fueron del orden de 50-70 mm/día los días 23 y 24 de Enero en los territorios afectados por el ciclón extratropical. Dichos valores de precipitación aparecen representados en la Fig. 10.



**Fig. 10:** Cantidad de precipitación en mm/día recogida las 24 horas anteriores a las (a) 18 UTC 23 Enero (b). 00 UTC 24 Enero, (c) 06 UTC 24 Enero (Fuente: NCEP).

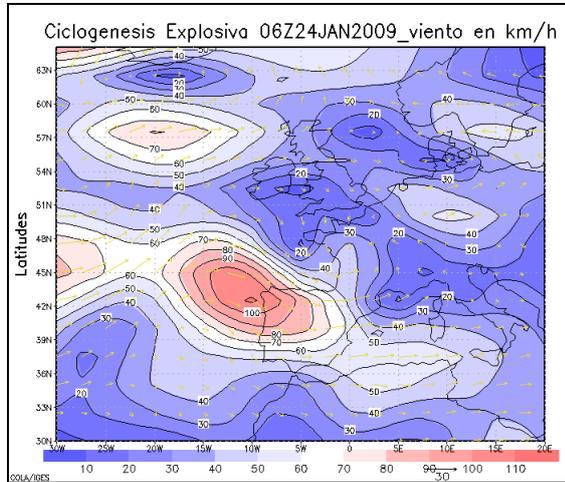
### 3.7 Análisis de la velocidad del viento

Por último, en el análisis sinóptico del episodio de ciclogénesis explosiva, también se ha estudiado el viento generado por el ciclón extratropical, que como ya se ha comentado, fue de carácter huracanado. Para tal efecto, se ha analizado el vector de viento en superficie y a 250 hPa.

#### Superficie

En superficie, las rachas máximas de viento llegaron a alcanzar valores de hasta 198 km/h en España (Cerezo de Arriba, 23/01/2009) y 216 km/h en Andorra (Puerto de Envalira, 24/01/2009). Los fuertes vientos azotaron con virulencia las regiones del Norte de Portugal, Norte de España y Sur de Francia, generando importantísimas pérdidas tanto humanas como económicas durante los días 23 y 24 de Enero de 2009. En la Fig. 11 se muestra la velocidad del viento a las 06 UTC del día 24 de Enero, donde aparece una región de fuertes vientos sostenidos, de más de 100 km/h, en el flanco Sur de la depresión, que afecta el NW de la Península

Ibérica. En las figuras correspondientes a las horas posteriores, que no se muestran aquí, la región de fuertes vientos aparece desplazada hacia el Este, tras haber barrido la totalidad del Norte de la Península Ibérica.



**Fig. 11:** Velocidad del viento en km/h. 06 UTC 23 Enero 2009 (Fuente: NCEP).

Asimismo, también se incluyen a continuación las 10 rachas máximas de viento observado en España y Francia por AEMET y Météo-France durante los días 23 y 24 de Enero de 2009 (Tabla III).

ESTACIÓN	RACHA MÁXIMA
Cerezo de Arriba (Segovia)	198 km/h
Formiguères (Pyrénées Orientales)	193 km/h
Machichaco (Vizcaya)	193 km/h
Cap Béar (Pyrénées Orientales)	191 km/h
Mont-Aigual (Gard)	185 km/h
Perpignan (Pyrénées Orientales)	184 km/h (record)
Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées Orientales)	177 km/h (record)
Cabo Peñas (Asturias)	166 km/h
Cabo Vilán (La Coruña)	145 km/h
Jávea (Alicante)	143 km/h

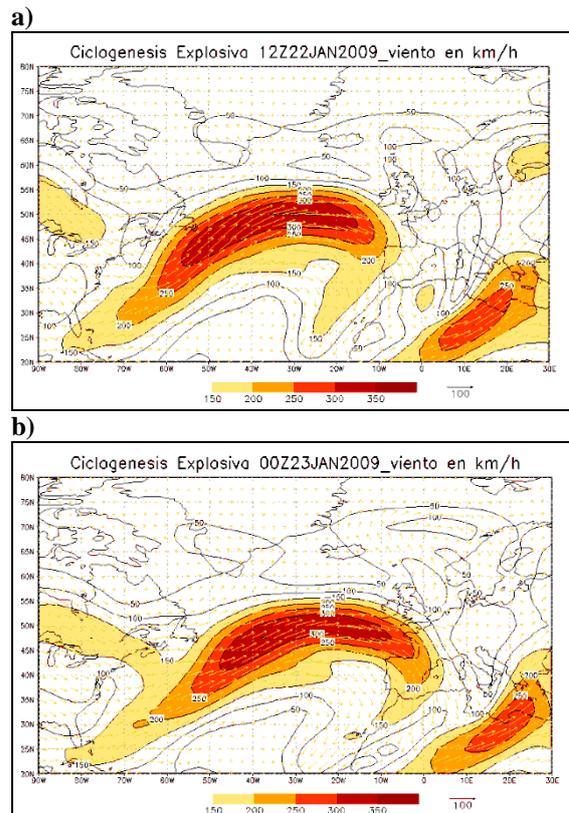
**Tabla III:** 10 Rachas de viento máximo observado los días 23 y 24 de Enero en España y Francia (Fuente: AEMET y Météo-France).

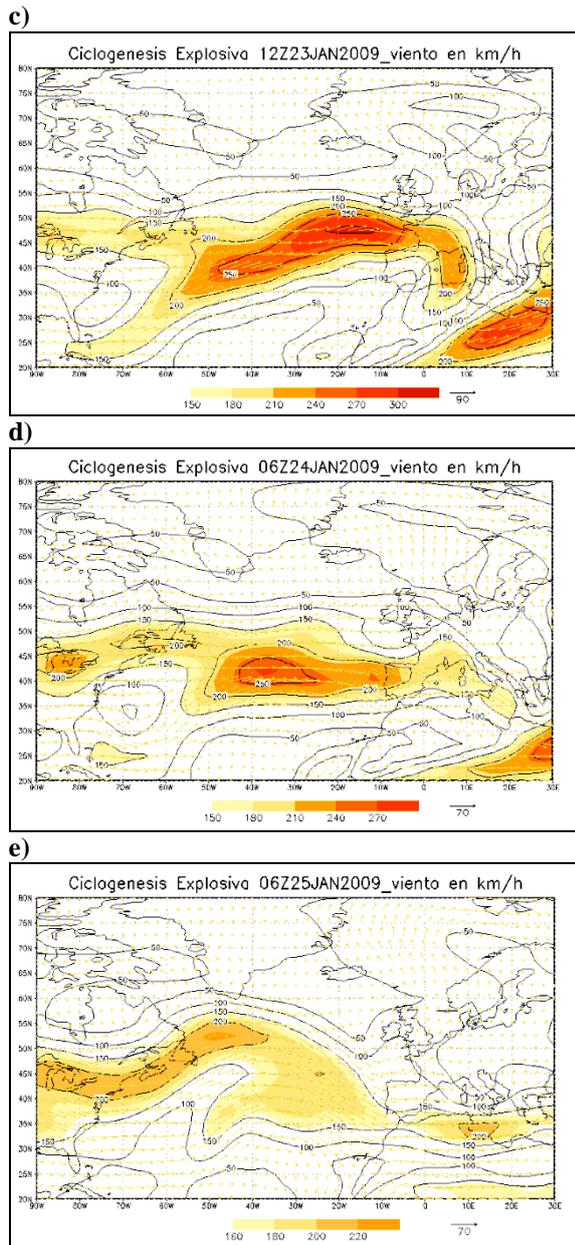
### 250 hPa-Corriente en Chorro

El estudio de la corriente en chorro durante los días anteriores y posteriores al episodio de ciclogénesis explosiva resulta esencial por diferentes razones.

En primer lugar, como ya se ha descrito en la base teórica, la corriente en chorro a 250 hPa suele sufrir un reforzamiento en la velocidad del viento si interacciona con la perturbación en niveles altos (300 hPa). Si este hecho se produce, el ascenso vertical de aire también se refuerza, lo que produce una mayor convección y, por tanto, precipitación.

En segundo lugar, dependiendo de la localización y trayectoria de la corriente en chorro, se establece una conexión directa entre ésta y la fase de la NAO (Oscilación del Atlántico Norte-Walker & Bliss, 1932), obteniéndose una fase de NAO positiva para una corriente en chorro muy canalizada, situada a una latitud media de 45° N y una fase negativa para una corriente en chorro localizada más al sur y con meandros en su trayectoria. A modo de recordatorio, cabe destacar que la fase positiva de la NAO está relacionada con una climatología de mayor precipitación sobre el Norte de Europa, por donde pasan las depresiones con mayor frecuencia, y de clima relativamente anticiclónico en el Sur de Europa, debido al reforzamiento del Anticiclón de las Azores. En el caso de una fase negativa, éstas características se invierten (Wallace & Gutzler, 1981).





**Fig. 12:** Corriente en chorro. Velocidad del viento en km/h a 250 hPa. (a) 12 UTC 22 Enero. (b) 00 UTC 23 Enero, (c) 12 UTC 23 Enero, (d) 06 UTC 24 Enero, (e) 06 UTC 25 Enero (Fuente: NCEP).

Según se aprecia en la Fig. 12a, la corriente en chorro, durante el día previo a la ciclogénesis explosiva, se encontraba situada en latitudes relativamente altas, con vientos en su seno muy intensos. Estas mismas condiciones de un Jet muy reforzado también estuvieron presentes el propio día del desarrollo explosivo de la depresión, como se aprecia en la Fig. 12b. Este hecho, resulta coherente con una interacción entre el precursor en niveles altos (300 hPa) y el propio Jet ese mismo día. Conforme fueron pasando las horas, el Jet sufrió un debilitamiento de la intensidad del viento, aunque también se vio desplazado más hacia el Este, más cercano a Europa. En la Fig. 12d, se puede apreciar cómo el Jet, a las 06 UTC del 24 de Enero, continuó

con un desplazamiento de su viento máximo hacia el Este y hacia el Sur. Este desplazamiento hacia el Sur queda perfectamente reflejado a las 06 UTC del 25 de Enero, cuando la depresión ya ha atravesado Francia y se encuentra situada sobre la Península Itálica.

En relación a lo observado en la Fig. 12, se puede inferir que durante el desarrollo de la ciclogénesis explosiva, el Jet, que era muy intenso durante las primeras horas de desarrollo explosivo de la depresión, se fue desplazando hacia el Este y hacia el Sur conforme se iba debilitando paulatinamente. En términos de fase de la NAO, el desplazamiento y la forma del Jet indican una caída brusca del índice diario de la misma, desde valores positivos a una mayor neutralidad de fase. Como se va a ver en el próximo apartado, el propio ciclón extratropical pudo haber sido una de las causas fundamentales de esta caída tan brusca del índice de la NAO.

#### 4. CONEXIONES CON LA NAO

Como es bien sabido, la NAO constituye el modo de variabilidad climática dominante en el Atlántico Norte. Numerosos autores han puesto de manifiesto que, aunque dicha oscilación pueda estar forzada externamente por cambios en la temperatura de la superficie del mar (por ejemplo), en su mayoría aparece como consecuencia de la variabilidad interna del sistema, dada por la interacción entre el flujo medio y los eddies. Dentro del rango de la variabilidad climática de alta frecuencia, en la bibliografía reciente se pueden encontrar diferentes teorías que relacionan, mediante la dinámicas de los eddies (perturbaciones estacionarias y transitorias del flujo medio), la relación entre el tipo de ruptura de las ondas baroclínicas (e.g. ciclones extratropicales) con un cambio súbito en el índice diario de la NAO. Es decir, los eddies son capaces de modular la fase de la NAO mediante el tipo de ruptura que experimentan y por tanto, influir en la climatología a nivel intra-estacional en la variabilidad climática.

En esta línea de investigación, destaca el trabajo realizado por Rivière & Orlanski (2007), en el que se describe cómo la ruptura de dos ciclones extratropicales muy intensos fue capaz de influir en el signo de la NAO durante las semanas posteriores y en las regiones donde tuvieron lugar. Dependiendo si la ruptura fue de tipo anticiclónica o ciclónica, la fase de la NAO adquirió valores positivos o negativos.

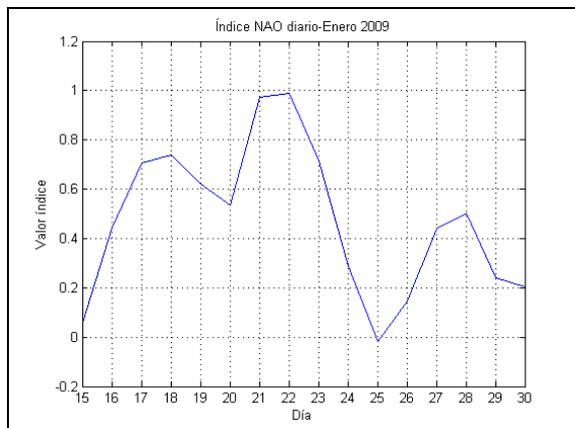
El nexa de unión que se establece entre estos dos campos de la física atmosférica (NAO y eddies transitorios), se produce a través de la componente

meridional del vector de Eliassen-Palm, que está referida al flujo turbulento de momento por eddies transitorios a 300 hPa (sinópticos en este caso, calculado como el producto de la anomalía de viento zonal y viento meridional con respecto al día anterior).

$$EP = (\hat{v}'^2 - \hat{u}'^2, -\hat{u}'\hat{v}') \quad (2)$$

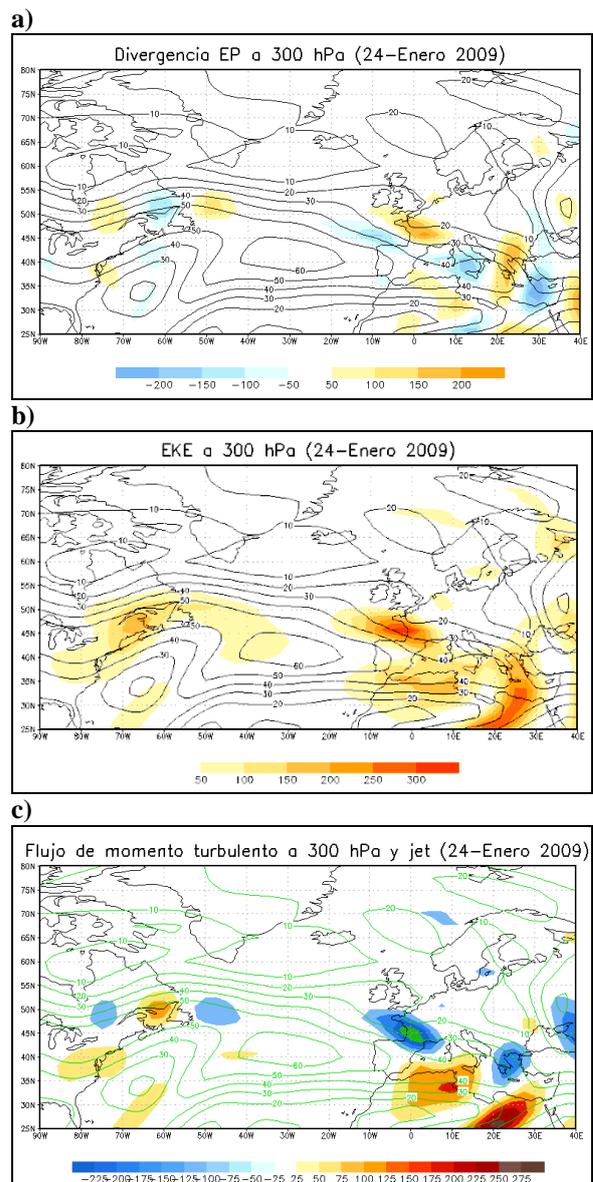
Así pues, dependiendo del signo flujo turbulento de momento a 300 hPa, la ruptura de los eddies transitorios podrá ser anticiclónica o ciclónica. El tipo de ruptura se puede observar fácilmente en la orientación en la que se alargan las isohipsas perturbadas por los ciclones conforme se desplazan en el flujo medio. Si es en dirección NW - SE la ruptura es ciclónica. Al contrario, si es en dirección SW - NE, la ruptura será anticiclónica. Así pues, una vez relacionados el tipo de ruptura de ondas baroclínicas con el flujo turbulento de momento, se puede deducir la relación entre el viento zonal y la segunda componente del vector EP, de modo que rupturas de tipo anticiclónico en la región del Atlántico Norte producirán un desplazamiento hacia el Norte de la corriente en chorro (fase positiva de la NAO), mientras que rupturas de tipo ciclónico producirán un descenso en latitud de la corriente en chorro (fase negativa de la NAO).

Para el caso particular de Klaus, se ha encontrado que el índice diario de la NAO (construido a partir de la proyección del geopotencial anómalo diario en 500 hPa sobre el patrón espacial de la NAO desde 1950 hasta 2009) descendió una unidad estándar entre los días 22 y 25 de Enero de 2009, exactamente los mismos días en los que se desarrolló el intenso ciclón extratropical. La variación temporal del índice diario de la NAO, representado para Enero de 2009, se muestra en la Fig. 13.



**Fig. 13:** Índice diario de la NAO en Enero de 2009. (Fuente: NCAR-J. Hurrell). La anomalía diaria se calcula respecto a la media de enero del periodo 1950-2009

La caída de una unidad estándar en el índice diario de la NAO produjo que la fase de ésta pasase de positiva a neutra, lo que ayudó al debilitamiento del anticiclón de las Azores y que el ciclón extratropical se desplazase por latitudes más bajas, donde se encuentra la Península Ibérica. Asimismo, como se puede observar en la Fig. 13, la propia ruptura del ciclón Klaus también contribuyó, de manera importante, a este descenso del índice de la NAO. Este hecho se ha podido ver con claridad en el análisis realizado sobre el jet, donde se ha visto que tras el paso del ciclón extratropical, la localización del mismo disminuyó considerablemente de latitud (Fig. 12).



**Fig. 14:** (a) Divergencia del vector de Eliassen-Palm  $m^2s^{-2}$  (b) Energía cinética Eddie  $m^2s^{-2}$  (c) Flujo de momento turbulento  $m^2s^{-2}$ . 24 Enero de 2009, 300 hPa (Fuente: NCEP).

Para tratar de conocer mejor la razón de este desplazamiento tan acusado del Jet, a continuación se ha calculado el flujo turbulento de momento a 300 hPa, la energía cinética eddie a 300 hPa y la divergencia del vector EP a 300 hPa. La divergencia de EP da información acerca de la contribución de los eddies en la variación del momento del flujo medio, de tal manera que si los eddies deceleran el flujo medio, existe convergencia ( $\nabla EP < 0$ ) y, si los eddies aceleran al flujo medio, existe divergencia ( $\nabla EP > 0$ ). En la Fig. 14 se analizan estas variables para el día 24 de Enero, cuando el proceso de ruptura del ciclón Extratropical Klaus se dio con mayor intensidad.

En relación a lo que se observa en la Fig. 14c, se deduce el tipo de ruptura del ciclón extratropical Klaus fue ciclónica, pues el flujo de momento turbulento posee una región negativa localizada sobre la misma posición donde se encontraba la depresión el día 24 de Enero. Además, las isohipsas aparecen en dirección NW - SE. Este hecho es coherente con la energía cinética Eddie para el día 24 (Fig. 13b), que muestra un pico de ésta energía cinética en la misma región donde se encuentra el ciclón extratropical. Al calcular la divergencia del vector de EP, se observa cómo el ciclón extratropical deceleró el flujo medio, pues la divergencia sobre la zona de ruptura es negativa (Fig. 13c), lo cual indica una convergencia de momento. Esta característica se ha podido observar en el análisis de la corriente en chorro, donde se observaba un claro debilitamiento de su intensidad las horas posteriores al paso del ciclón (Fig. 12).

Por tanto, parece ser que el ciclón extratropical Klaus influyó directamente en la fuerte caída en el índice diario de la NAO que se observó entre los días 22 y 25 de Enero, debido a la ruptura de tipo ciclónico que experimentó durante su declive. No obstante, cabe destacar que el índice diario de la NAO ya había comenzado a descender durante el día 22 de Enero un día antes del desarrollo explosivo de la depresión, debido quizá a la convergencia de momento sufrida al ceder energía el chorro a la perturbación en su camino hacia la península. Este hecho produjo que la región de *Stormtracks* (región de trayectoria de los ciclones) se desplazase relativamente hacia el Sur y que por lo tanto la Península Ibérica se viese afectada por el ciclón extratropical, que en otras condiciones hubiese pasado por latitudes más altas. Por tanto, en este caso se ha podido observar cómo el flujo medio moduló el desarrollo del ciclón extratropical y a su vez la ruptura del mismo ciclón produjo una modulación del flujo medio.

Mediante esta teoría de interacción entre flujo medio y eddies, en caso de rupturas de ciclones extratropicales muy intensos, podría predecirse el

estado de la NAO durante los días-semanas posteriores a dicho proceso de ruptura.

## 5. DISCUSIÓN FINAL

En relación al análisis llevado a cabo en este trabajo, se concluye que la intensa depresión denominada ciclón extratropical Klaus, que afectó el SW de Europa los días 23 y 24 de Enero de 2009, fue un caso de ciclogénesis explosiva. Como se ha visto en el estudio, el índice NDR asociado al desarrollo de la depresión excedió el valor de 1 Bergeron en el intervalo comprendido entre las 06 UTC del 23 de Enero y las 06 UTC del día siguiente, para los modelos NCEP, HIRLAM y ECMWF, cuando la depresión evolucionaba en aguas del Atlántico Norte cercanas al SW de Europa. La predicción realizada por el modelo de reanálisis NCEP, no obstante, subestimó el desarrollo explosivo de la depresión, debido probablemente a su baja resolución espacial.

El ciclón extratropical Klaus, que generó vientos muy fuertes y precipitaciones moderadas el día 24 de Enero en el Norte de España y Sur de Francia, comenzó su desarrollo el día 22 de Enero en aguas del océano Atlántico Norte bajo unas condiciones de crecimiento muy favorables, como lo fueron una atmósfera baroclina e intensos flujos de calor diabático y latente.

Asimismo, la interacción de la depresión en superficie durante su fase incipiente (precursor en niveles bajos) con una vaguada móvil en altura (9000m-precursor en niveles altos), resultó determinante en el desarrollo explosivo de la primera. La baja estabilidad estática atmosférica existente el día 24 de Enero en la región donde se produjo la interacción inter-depresionaria favoreció dicho proceso, aumentando el valor del factor de penetración vertical de Rossby (H).

Tras el desarrollo explosivo, la depresión, en su estado de madurez, generó vientos muy fuertes y precipitaciones moderadas en el SW de Europa el día 24 de Enero. El declive del ciclón extratropical comenzó a producirse el propio día 24 y se completó el día 25.

En relación a la corriente en chorro, se ha observado que durante los días anteriores al episodio de ciclogénesis explosiva y durante las primeras horas del desarrollo explosivo del ciclón, ésta se situó en latitudes relativamente altas y alejadas de Europa, presentando gran intensidad de viento en su seno. Conforme fueron pasando las horas y el ciclón extratropical se fue desarrollando, los vientos máximos de la corriente en chorro se situaron más cercanos al continente europeo y perdieron latitud. Este hecho estuvo íntimamente ligado con el abrupto

descenso que se observó en el índice diario de la NAO entre los días 22 y 25 de Enero de 2009, que moduló el crecimiento y la trayectoria del propio ciclón, lo que provocó que éste afectase la mitad norte de la Península Ibérica. Además, en su declive, el ciclón experimentó una ruptura de tipo ciclónica, de modo que sustrajo energía del flujo medio. Este proceso debilitó y desplazó el Jet a latitudes aún más inferiores, reforzando la caída del propio índice de la NAO.

No obstante, un estudio más amplio deberá ser llevado a cabo en el futuro sobre otros casos de estudio similares, de modo que se puedan definir de una forma más precisa los procesos de conexión entre los episodios de ciclogénesis explosiva y la propia Oscilación del Atlántico Norte. Hay que tener en cuenta que las condiciones oceánicas anómalas en episodios similares de ciclogénesis explosivas (Noviembre 1997 - Febrero 2010, Diciembre 1999 - Enero 2009) fueron similares, lo cual podría completar la imagen acerca de la posición anómala del chorro, la reacción de los eddies y el índice de la NAO. Dada la capacidad inercia térmica de las temperaturas de la superficie del mar, este hecho podría aumentar la capacidad predictiva de eventos tan extremos como las ciclogénesis explosivas.

## 6. REFERENCIAS

- Bosart, L. F., 1981:** The President's Day Snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic-scale event. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1542 – 1566.
- Bosart, L. F. and S.C. Lin, 1984:** A diagnostic analysis of the Presidents' Day Storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2148-2177.
- Elizaga, F., and Martín-León, 1999:** Caso de Estudio: Ciclogénesis del 5-6 de Noviembre de 1997. *Biblioteca de módulos TEMPO*. AEMET.
- Gyakum, J. R., 1983a:** On the Evolution of the *QE II* Storm. I: Synoptic Aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1137 - 1155.
- Gyakum, J. R., 1983b:** On the Evolution of the *QE II* Storm. I: Dynamic and Thermodynamic Structure. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1156 - 1173.
- Gyakum, J. R., Roebber, P. J. and T. A: Bullock, 1992:** The role of antecedent surface vorticity development as a conditioning process in explosive cyclone intensification. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1465 - 1489.
- Gyakum, J. R. and R. E. Danielson, 2000:** Analysis of meteorological precursors to ordinary and explosive ciclogénesis in the Western North Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 851 – 863.
- IPCC, 2007:** Cambio Climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los grupos de trabajo I, II y III al cuarto informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (Pachauri, R. K. y Reisinger, A. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.
- Reed, J. R. and M. D. Albright, 1986:** A case study of explosive cyclogenesis in the eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2297-2319.
- Riviére, G. and I. Orlanski, 2007:** Characteristics of the Atlantic Storm-Track Eddy activity and Its Relation with the North Atlantic Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 241 – 266.
- Rogers, E. and L. F. Bosart, 1991:** A diagnostic study of two intense oceanic cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 965 - 996.
- Sanders, F. and J.R. Gyakum, 1980:** Synoptic-Dynamic Climatology of the “bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Sanders, F., 1986:** Explosive Cyclogenesis in the West-Central North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 114: 1781 - 1794.
- Santurette, P. and C. G. Georgiev, 2005:** Weather Analysis and Forecasting. *Elsevier Academic Press*. ISBN 0-12-619262-6.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser, 1990:** Fronts, jet streams and the Tropopause. *Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume*, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167 - 191.
- Strahl, J. L. and P. J. Smith, 2001:** A diagnostic study of an explosively developing extratropical cyclone and an associated 500-hPa trough merger. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2310 - 2328.
- Thompson, D. W. J., S. Lee and M. P. Baldwin, 2002:** Atmospheric processes governing the Northern Hemisphere Annular Mode / North Atlantic Oscillation. In *The North Atlantic Oscillation, Climate Significance and Environmental Impact* (J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, eds.), pp.27 1-35, *Geophysical Monograph* 134, American Geophysical Union, Washington.
- Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill and C. H. Wash, 1986:** The Presidents' Day Cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1019 – 1027.

**Walker, G. T. and E. W. Bliss, 1932:** World Weather, *V Memories of the Royal Meteorological Society*, 4, 53 – 84.

**Wang, C. C. and J. C. Rogers, 2001:** A composite study of explosive cyclogenesis in different sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone structure and evolution, *Mon. Wea Rev.*, 129, 1481 – 1499.

**Whitaker, J. S., Uccellini, L. W. and K. F. Brill, 1988:** A model-based diagnostic study of the rapid development phase of the President's Day Cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2337 - 2365.

**Woollings, T., B. Hoskins, M. Blackburn and P. Berrisford, 2008:** A New Rossby Wave-Breaking Interpretation of the North Atlantic Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 65, 609-626.

**Yoshida, A. and Y. Asuma, 2004:** Structures and Environment of Explosively Developing Extratropical Cyclones in the Northwestern Pacific Region. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1121-1132.

## 7. AGRADECIMIENTOS

\* Obra Social Fundación “la Caixa”: Becas de Movilidad para estudios de máster en España 2009.

\* Grupo de Investigación del Clima y Aplicaciones (GICA). Universidad de Salamanca. Departamento de Física General y de la Atmósfera.

\* Grupos de Investigación (Micrometeorología y Variabilidad Climática: 910437) financiados por el Banco Santander y la Universidad Complutense de Madrid (Financiación Grupos UCM-BSCH GR58/08).