LA UNIVERSIDAD EN INTERNET

Universidad Internacional de La Rioja (UNIR)

Escuela Superior de Ingeniería y Tecnología

Grado en Física

Estudio sinóptico de la DANA de Valencia: detección y prevención.

Trabajo de fin de estudio presentado por:	Alicia Arellano
Director/a/es:	Miquel Obrador Reina
Fecha:	2026-07-15

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que me han acompañado durante este proceso.

En primer lugar, gracias a mi familia, por su apoyo incondicional, por celebrar conmigo cada logro y levantarme cuando me he caído.

También quiero agradecer a mi tutor por su guía, paciencia y apoyo constante a lo largo del trabajo.

A mis compañeros, por compartir dudas y consejos a lo largo de toda la carrera.

Y por último, quiero agradecer a quienes me inspiraron a tomar este camino, esas personas que con su trabajo y ejemplo marcan nuestras vidas.

Este trabajo es gracias a todos vosotros.

Resumen

En este Trabajo de Fin de Grado se analiza el fenómeno de la Depresión Aislada en Niveles Altos (DANA), centrándose en el evento catastrófico ocurrido en Valencia en octubre del año 2024. En él, se examinan detalladamente los principios físicos de la atmósfera que originan estas tormentas extremas, incluyendo la dinámica de fluidos, los gradientes térmicos y de presión, y el efecto Coriolis entre otros. Asimismo, se describe la evolución del evento y se evalúan diferentes modelos meteorológicos, concluyendo que la combinación de los modelos ECMWF y AROME resulta óptima para su predicción en España. Finalmente, se proponen estrategias de gestión y prevención urbana, destacando las soluciones basadas en la naturaleza, como los parques inundables, para mitigar los futuros impactos derivados del cambio climático.

Palabras clave: DANA, Valencia, modelos meteorológicos, prevención, cambio climático.

Abstract

This Bachelor's Thesis analyzes the Cut-off Low (DANA) phenomenon, focusing on the catastrophic event that occurred in Valencia in October 2024. The physical principles of the atmosphere that trigger these extreme storms, including fluid dynamics, pressure and thermal gradients, and the Coriolis effect, are thoroughly examined. Furthermore, the synoptic evolution of the event is detailed, and various numerical weather prediction models are evaluated, concluding that the combination of ECMWF and AROME models is optimal for forecasting in Spain. Finally, urban management and prevention strategies are proposed, highlighting nature-based solutions, such as floodable climate parks, to mitigate future impacts exacerbated by global climate change.

Keywords: Cut-off Low, Valencia, meteorological models, prevention, climate change

Índice de contenidos

1. Introducción y objetivos 1
    1.1. Objetivos 1
    1.2. Introducción al fenómeno de la DANA 1
2. Metodología 6
3. Física detrás del fenómeno 8
    3.1. Gravedad 8
    3.2. Fuerza de fricción o viscosidad 10
    3.3. Fuerza Centrífuga y fuerza centrípeta 11
    3.4. Gradientes de presión y temperatura 12
        3.4.1. Gradientes de presión 12
        3.4.2. Gradientes de temperatura 14
    3.5. Efecto Coriolis 16
    3.6. Formación de frentes estacionarios 17
    3.7. Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE) 19
4. Cronología de la DANA en Valencia 21
    4.1. Análisis y aplicación de las ecuaciones con respecto al caso de estudio 32
5. Métodos de detección, prevención y gestión 37
    5.1. Funcionamiento de los modelos meteorológicos 37
    5.2. Ejemplos de modelos meteorológicos 41
    5.3. Predicciones realizadas sobre la DANA 44
    5.4. Gestión 47
6. Impacto en el entorno 52
    6.1. Daños materiales de la DANA en la península 52

7. Conclusiones y proyectos de cara al futuro 55
Bibliografía 57

1. Introducción y objetivos

1.1. Objetivos

En este trabajo se pretende comprender el desarrollo de la Depresión Aislada en Niveles Altos, y cómo esta afectó a la Comunidad Valenciana en octubre de 2024. Además, se profundizará en el funcionamiento de los modelos meteorológicos explicando su manera de operar, las diferencias entre ellos, y se realizará una comparativa entre las predicciones realizadas para el 29 de octubre de 2024 y los datos que realmente se recopilaron durante ese día.

Por último, este trabajo se centra en la gestión de fenómenos meteorológicos adversos, en concreto de la DANA, mostrando posibles soluciones tanto como guía de actuación en Valencia, como preparación ante la posibilidad de que se pueda repetir este fenómeno en el futuro.

1.2. Introducción al fenómeno de la DANA

El ciclo del agua está intrínsecamente relacionado con el desarrollo de la biosfera. Este recurso es indispensable para regar los cultivos, mantener nutrida a la fauna y la flora, y sustentar los ecosistemas del planeta [1]… Es por esto que el desarrollo de herramientas para la predicción meteorológica resulta clave en la gestión de los recursos relacionados con el uso del agua. Tanto en zonas de sequía como en regiones lluviosas, es fundamental conocer el desarrollo de las condiciones meteorológicas para poder estar preparados de cara a las adversidades, ya sea por su escasez o por su exceso, tal y como ocurre en

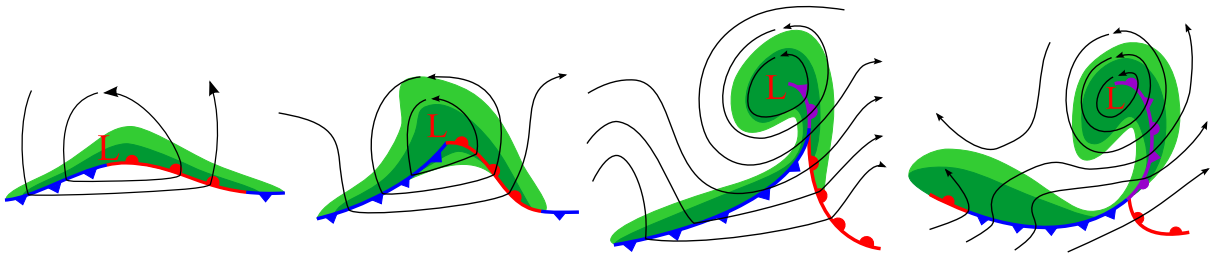
fenómenos extremos como la DANA, donde la evaporación del agua es un punto clave en el proceso.

Este trabajo se centrará en la Depresión Aislada en Niveles Altos (DANA, o en inglés *Cut-off Lows* (COLs)), que sustituye al término comúnmente conocido como *gota fría*, por el mal uso que se le ha dado a esta palabra [2]. En la actualidad se tiende a asociar este fenómeno con episodios de lluvias torrenciales o catástrofes naturales [3], pero inicialmente, provenía del alemán *gota de aire frío* (*Kaltlufttropfen*) [4]. Dado que acabó siendo utilizado para referirse a cualquier tipo de precipitación abundante, perdió su significado y actualmente se ha extendido más el uso del acrónimo que hace también honor al jefe del Centro de Predicción del Instituto Nacional de Meteorología, Francisco García Dana, un investigador muy comprometido con este fenómeno [5]. En este trabajo se utilizará el término DANA.

Para entender la formación y desarrollo de la Depresión Aislada en Niveles Altos, previamente hay que analizar cómo se generan las tormentas. Son un proceso impulsado por la convección, una forma de transferencia de energía cuando una masa de aire cálida y menos densa asciende entrando en contacto con aire frío y más denso que desciende.

Las fases de formación de una DANA pueden verse en la Figura 1.

Figura 1. *Fases de formación de una DANA.*



En zonas costeras, el sol calienta el agua del mar, provocando su evaporación. El aire húmedo asciende a la atmósfera en forma de gas de baja densidad, y se enfría a medida que sube hasta condensarse. Esto ocurre generalmente a partir de los 1.000 a 2.500 metros de altura, formando así las nubes. En situaciones de DANA, este proceso se intensifica y da lugar a nubes muy desarrolladas verticalmente, que pueden alcanzar los 10 m a 15 m. A medida que el aire húmedo se eleva y se enfría, se forma una franja atmosférica entre los 0 °C y –15 °C, donde el vapor de agua se condensa y puede llegar a congelarse. Esta

capa, que en una DANA puede comenzar desde los 1.5 m a 2 m, es clave en la formación de precipitaciones sólidas como el granizo o la nieve. Una vez que las nubes se enfrían lo suficiente, se vuelven más densas y pesadas, lo que provoca que liberen la precipitación, que cae de nuevo al océano o al suelo. Así se completa el ciclo del agua.

Como hemos mencionado, las masas de aire cálidas y húmedas tienen una densidad menor que las frías. Los ciclones, que suelen darse en zonas más cálidas, son áreas de baja presión donde es frecuente la formación de nubes y precipitaciones, e incluso de tormentas tropicales cuando la presión es especialmente baja. En estos casos, los vientos giran en espiral hacia el centro, de ahí el nombre 'ciclón' (del griego *kyklos*, 'círculo'). Por el contrario, las altas presiones (anticiclones) están asociadas a climas más estables y despejados. Esto ocurre porque el aire se desplaza hacia la superficie en lugar de ascender hacia la atmósfera. En los mapas meteorológicos, las isobaras unen puntos con la misma presión atmosférica, formando líneas. Son especialmente útiles porque en muchas ocasiones, las tormentas se forman en áreas donde hay cambios bruscos de presión, lo que implica una mayor cercanía en las isobaras.

Estas regiones de presión cambian con el tiempo, aunque algunas tienden a permanecer más o menos constantes, como el anticiclón semipermanente de las Azores, que aunque no está ubicado sobre España, influye de forma significativa en su climatología, ya que llegan restos de sus corrientes. A esto se suma la corriente en chorro polar, un flujo de aire rápido que recorre a gran velocidad el hemisferio norte en la zona de contacto entre las masas de aire frío del Ártico y las masas cálidas de latitudes medias [6]. En ocasiones, fragmentos de esta corriente se aíslan del chorro principal, formando espirales (meandros) que surgen por el efecto de la rotación terrestre. Estas estructuras pueden generar tormentas (aunque no siempre son torrenciales) al coincidir con masas de aire cálido y húmedo. El contraste térmico y de presión favorece la condensación del vapor de agua, pudiendo intensificar la tormenta hasta formar una DANA.

En el caso concreto de Valencia, se produjo la interacción entre una de estas corrientes aisladas y otra masa de aire procedente del Sáhara cargada de humedad al atravesar el Mediterráneo. Este encuentro provocó un intenso enfriamiento del vapor de agua, generando nubes tormentosas con gran energía potencial convectiva, es decir, con capa-

cidad de ascender rápidamente, condensarse y formar precipitaciones intensas. Las nubes desarrollaron una gran dimensión vertical, además de una amplia cobertura horizontal, lo que aumentó su capacidad para acumular y descargar grandes cantidades de agua. Sin embargo, este no fue el único factor que agravó la situación. La DANA quedó bloqueada por un sistema de altas presiones, lo que impidió su desplazamiento y provocó que la tormenta permaneciera prácticamente estacionaria. Como resultado, descargó toda su intensidad sobre la misma zona durante varios días, saturando el suelo y colapsando los sistemas de drenaje.

En municipios como Turís se registraron 184.6 mm en una hora, y en Chiva cayeron 500 mm en ocho horas. Estas cifras superan con creces los umbrales de lluvia fuerte, que se sitúan entre 7.6 mm h^{-1} y 50 mm h^{-1}, lo que equivale a la precipitación media de un año y medio concentrada en apenas unos días.

El episodio de la DANA de octubre de 2024 en Valencia fue un evento sujeto a numerosos factores. En este trabajo se pretende explicar el fenómeno, con una visión objetiva sobre lo sucedido y las consecuencias, profundizando en los modelos meteorológicos que se pueden emplear para predecir este tipo de catástrofes, y el desarrollo de lo sucedido. La predicción temprana de este tipo de eventos es fundamental para planificar las medidas necesarias y reducir al máximo sus posibles impactos. A nivel global, en el año 2024, se registraron fuertes sequías en la cuenca del Amazonas, un ecosistema de vital importancia para el planeta, mientras que en otros lugares las intensas lluvias provocaron inundaciones que arrasaron con cultivos y viviendas. Ese año se registraron alrededor de 8.700 muertos [7] en el mundo, el desplazamiento de 40 millones de personas, y una pérdida económica que suma más de 550.000 millones de euros por inundaciones, que son el fenómeno meteorológico que más fallecidos causa. Es por esto que resulta esencial invertir en recursos para mejorar la predicción y gestión, de manera que se puedan evitar este tipo de situaciones en la medida de lo posible. Anticiparse es complicado, pero cuantas más herramientas se tengan al alcance, de mayor tiempo de reacción se dispondrá a la hora de mitigar los daños.

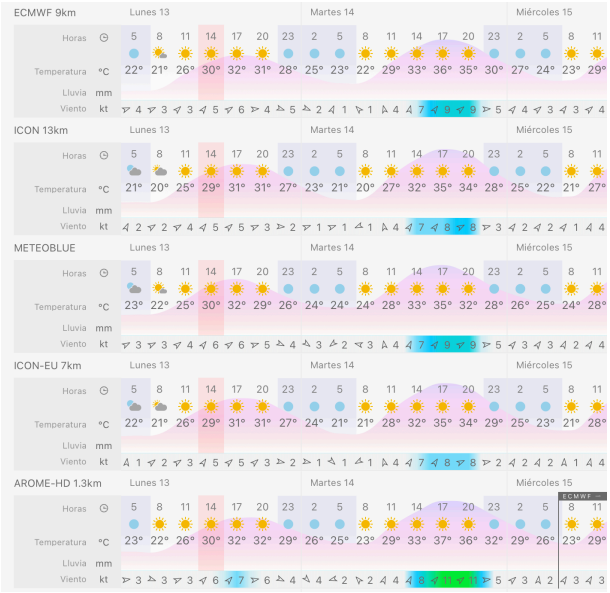
Además, cabe destacar que la frecuencia de eventos climatológicos extremos está aumentando, por lo que es de gran importancia poseer medios para anticiparlos, y de esta forma preparar medidas frente a estas catástrofes.

2. Metodología

Para la redacción de este trabajo, se ha obtenido información de diversas fuentes.

A la hora de empezar a investigar sobre los modelos meteorológicos, se ha partido de la plataforma Windy [8], una página gratuita que hace accesible la predicción meteorológica al público, proporcionando una gran variedad gráficos generados por modelos meteorológicos de calidad, como AROME o ECMWF, de los que se hablará a lo largo del trabajo. Gracias a esta página se pudo empezar a profundizar sobre las características de los modelos, comparando sus fortalezas y debilidades a la hora de predecir el estado de la atmósfera.

Figura 2. *Comparativa de las predicciones de los distintos modelos para Madrid.*



Fuente: Windy [8].

Posteriormente, se investigó sobre diferentes formas que existen de construir un modelo meteorológico y la importancia de construirlo según la precisión que se necesitará en los

resultados. Al conocer las raíces del funcionamiento de los modelos, este trabajo se centra en analizar las predicciones del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) y HARMONIE-AROME, con el objetivo de comparar las estimaciones que realizaron para el 29 de octubre. Para este apartado, resultaron de especial utilidad las fuentes obtenidas de la página de ECMWF, como el Portal de usuario de pronóstico, o *Forecast user portal* ([9], y [10]). A la hora de realizar la comparativa y comprender la magnitud del evento, la base de datos de la Confederación Hidrográfica del Júcar ([11] y [12]) también jugó un papel fundamental.

Los modelos meteorológicos parten grandes volúmenes de datos recopilados por distintos dispositivos, tales como satélites o estaciones meteorológicas. Estos establecen unas condiciones iniciales que servirán para, mediante ecuaciones físicas como las vistas en la Sección 3, modelizar predicciones sobre posibles escenarios que pueden desarrollarse.

Para esto, se utilizan variables como la precipitación acumulada, la velocidad del viento que a su vez se ve influenciada por la fuerza de Coriolis, los gradientes de presión y temperatura entre otras variables físicas fundamentales.

3. Física detrás del fenómeno

La atmósfera se divide en capas delimitadas en función de su temperatura, composición o densidad. La presión aumenta conforme se está más cerca de la superficie de la Tierra debido a que el 90 % de la masa total de la atmósfera se encuentra por debajo de 20 km, y el 50 % de la masa por debajo de los 5 km de altura. Además, la densidad del aire disminuye con la altura. Es esencial conocer esto ya que son las variaciones de presión y temperatura las que originan el viento, el cual, junto con otras fuerzas dinámicas, es responsable de los fenómenos meteorológicos. Por un lado, las fuerzas de superficie, como indica su nombre, actúan sobre la superficie de la porción de fluido que se esté analizando y son independientes de su masa. Por otro lado, las fuerzas que actúan sobre el cuerpo o volumen del fluido lo hacen directamente en su centro de masas y sí son proporcionales a su masa.

Por otro lado, si nos centramos en el movimiento dentro de la atmósfera, destacan las siguientes fuerzas:

3.1. Gravedad

La fuerza de atracción gravitatoria por unidad de masa se calcula como [13]:

$$F_g = -\frac{GMm}{r^2}\vec{r}_0 \tag{1}$$

$$\frac{\vec{F}_g}{m} = -\frac{GM}{r^2}\vec{r}_0 \tag{2}$$

Donde G es la constante de gravitación universal, M es la masa de la Tierra, m es la masa de la parcela de aire, r es la distancia radial desde el centro del planeta, y $\vec{r}_0$ representa el

vector unitario en la dirección radial saliente. Entonces, la aceleración de la gravedad en función de la distancia se describe como:

$$\vec{g}^* = \frac{F_g}{m} = -\frac{GM}{r^2}\vec{r}_0 \tag{3}$$

Concretamente en meteorología, la altura sobre el nivel medio del mar (z) se utiliza como coordenada vertical estándar. Si se define el radio medio de la Tierra como a, la distancia al centro del planeta se expresa como $r = a + z$. Sustituyendo esto en la ecuación anterior, podemos modelar la variación de la gravedad pura con la altura mediante la relación:

$$\vec{g}^* = \frac{\vec{g}_0^*}{\left(1 + \frac{z}{a}\right)^2} \tag{4}$$

Donde $\vec{g}_0^*$ es la aceleración de la gravedad calculada estrictamente a nivel del mar ($z = 0$), cuya magnitud es:

$$g_0^* = \frac{GM}{a^2} \tag{5}$$

La atmósfera terrestre tiene un espesor muy pequeño en comparación con el radio de la Tierra ($a \approx 6371$ km). El grosor de la troposfera, donde se concentran casi todos los fenómenos meteorológicos y la masa atmosférica, es de apenas unos 10 km, lo que representa tan solo el 0.15% del radio terrestre. Incluso si se considera la exosfera, que alcanza hasta los 100 km de altitud, apenas llega al 1,6 % del radio del planeta. Por esta razón, en meteorología suele asumirse que la aceleración de la gravedad es constante y equivalente a la que se mide a nivel del mar ($\vec{g}^* \approx \vec{g}_0^*$).

Además, como la Tierra gira con una velocidad angular constante Ω, sobre cada parcela de aire en reposo actúa una aceleración centrífuga aparente en sentido opuesto a la gravedad, con una magnitud de $\Omega^2 R$, donde R es la distancia entre el aire y el eje de rotación terrestre. La gravedad efectiva, o gravedad aparente, que afecta a la atmósfera, es el resultado de restar esta fuerza centrífuga de la gravedad real:

$$\vec{g} = \vec{g}^* + \Omega^2 \vec{R} \tag{6}$$

La fuerza centrífuga se aleja del eje de rotación (como se explicará más adelante), mientras que la gravedad apunta hacia el centro de la Tierra. Por eso, la gravedad efectiva no se dirige exactamente al centro terrestre (excepto en los polos y el ecuador), sino que se desvía un ángulo que depende de la latitud.

3.2. Fuerza de fricción o viscosidad

Al igual que sucede con la gravedad, el tratamiento de la fuerza de fricción requiere ciertas simplificaciones de escala. La viscosidad en la atmósfera suele despreciarse a gran escala ya que el coeficiente de viscosidad cinemática es muy pequeño en altitudes por debajo de 100 km, a excepción de la capa límite superficial, una zona muy delgada, donde la cizalladura vertical sí es significativa. Por encima de ella, la transferencia de momento lineal ocurre a través de movimientos turbulentos. No obstante, los modelos pueden seguir utilizando las fórmulas clásicas de viscosidad si se sustituye el coeficiente molecular por uno turbulento, que representa el efecto disipativo del movimiento del aire a pequeña escala.

La fuerza viscosa específica (por unidad de masa) debido a la cizalladura vertical de la componente horizontal de la velocidad del fluido es:

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left(\mu\frac{\partial u}{\partial z}\right) \tag{7}$$

Donde μ es el coeficiente de viscosidad dinámica y τ_{zx} es el esfuerzo cortante. Si se asume idealmente un coeficiente de viscosidad uniforme y constante en el espacio, la expresión anterior se simplifica a:

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left(\mu\frac{\partial u}{\partial z}\right) = \nu\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \tag{8}$$

Siendo ν el coeficiente de viscosidad cinemática, definido como:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \tag{9}$$

Generalizando para tres dimensiones en un escenario no estacionario bajo la hipótesis de un fluido de densidad y viscosidad constantes, tenemos que la viscosidad de cualquier fluido es:

$$\begin{cases} F_{rx} = v\left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}\right] \\ F_{ry} = v\left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\right] \\ F_{rz} = v\left[\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2}\right] \end{cases} \quad (10)$$

3.3. Fuerza Centrífuga y fuerza centrípeta

Ambas fuerzas actúan sobre un cuerpo que gira alrededor de un punto, y siguen la dirección del radio de la circunferencia.

La fuerza centrípeta (que busca el centro) es una fuerza real que mantiene al cuerpo dentro de la circunferencia o giro.

Por otro lado, la fuerza centrífuga (su nombre significa «que huye del centro») se define como una fuerza aparente o ficticia, ya que surge de la inercia del cuerpo que intenta seguir en línea recta mientras toma la curva. Pero en realidad no hay ninguna fuerza actuando sobre el cuerpo empujando hacia afuera. Esta inercia viene dada por la Primera Ley de Newton (o Ley de la Inercia), que dicta que un cuerpo tiende a mantenerse en reposo o en movimiento rectilíneo uniforme en caso de ausencia de otras fuerzas. Como la fuerza centrífuga es la reacción inercial a la aceleración centrípeta, a la hora de calcularlas matemáticamente, se opera con las mismas ecuaciones. Podemos expresar estas fuerzas como:

$$F = m\left(\frac{v^2}{r}\right) \quad (11)$$

Donde m es la masa del cuerpo, v la velocidad del mismo, y r el radio de la circunferencia que traza. También podemos expresarlas en función de la velocidad angular ω:

$$F = m\omega^2 r \quad (12)$$

Donde F representa la fuerza (ya sea centrípeta o centrífuga), m la masa del objeto, v la velocidad tangencial (lineal) ω la velocidad angular y r el radio del círculo.

La diferencia entre ambas fuerzas, es que la fuerza centrípeta está orientada hacia el centro de la circunferencia, mientras que la centrífuga sigue también la dirección del radio, pero orientada hacia el exterior.

Comprender estas fuerzas es esencial, ya que en la mayoría de los casos, las masas de aire siguen trayectorias curvas o giran sobre sí mismas formando borrascas (sistemas de bajas presiones) o anticiclones (sistemas de altas presiones).

En el caso de los huracanes y tornados, la presión en el centro es más baja que en el resto de regiones del mismo lo que crea una fuerza de gradiente de presión que succiona el aire violentamente hacia el centro (Fuerza Centrípeta). Es la inercia de los vientos giratorios la que genera la fuerza ficticia centrífuga, que evita que el aire sea succionado hacia el centro de forma directa, formando así un embudo que mantiene la estructura del tornado.

Otro claro ejemplo que influencia en los fenómenos atmosféricos es el que surge del movimiento de rotación de la Tierra, el cual genera una fuerza centrífuga constante que es máxima en el ecuador y nula en los polos. Además, influye en el efecto Coriolis, desarrollado más adelante.

3.4. Gradientes de presión y temperatura

Podemos distinguir distintas regiones de la atmósfera en función de la presión que las caracteriza. Estas zonas son: subtropical, ecuatorial, y polar [14]. Por otro lado, los centros de acción son regiones del planeta donde se originan las masas de aire (cálidas o frías, secas o húmedas) que determinan el tiempo atmosférico. Se concentran en zonas de:

- Bajas presiones ecuatoriales.
- Altas presiones subtropicales (dada su estabilidad, son conocidas por su nombre propio como los anticiclones de las Azores, Hawái, Índico, del Pacífico Sur o del Atlántico Sur).
- Bajas presiones polares del frente polar.
- Altas presiones polares (con nombre propio, algunos ejemplos son anticiclones ártico, antártico, canadiense o siberiano).

3.4.1. Gradientes de presión

Además de estas zonas definidas, la presión atmosférica varía en función del desplazamiento horizontal y el vertical. A la hora de realizar los cálculos, se tiene en cuenta que el aire es un fluido compresible, es decir, la mayor parte se encuentra concentrada en las

capas más bajas de la atmósfera, y va perdiendo densidad conforme se aumenta la altitud. Es por esto, que a la hora de operar, se limita la extensión de la atmósfera hasta los 100 km de altitud.

Por esta compresibilidad es que la presión, en lugar de comportarse de forma lineal, se comporta de forma exponencial en función de la altitud (gradiente vertical de presión que cambia con la altitud). A nivel del mar, la presión es de aproximadamente 1013.25 hPa. Encontramos la mitad de esta presión a los 5,5 kilómetros de altitud, aproximadamente.

En los niveles más bajos, podemos considerar el gradiente de presión una recta en lugar de una curva. Además, esta presión depende también de la temperatura, ya que esta afecta a la densidad del aire. Cuanto menor sea la temperatura del aire, mayor será el gradiente de presión (debido a que a menores temperaturas, el aire es más denso, por lo que la variación de la presión entre dos alturas distintas será mayor), y viceversa.

- Variación horizontal de la presión: se ve influenciada por los movimientos del aire provocados por las diferencias de temperatura. Como hemos mencionado, una masa de aire más caliente es menos densa, por lo que la presión en un punto bajo un cierto volumen de aire será menor cuanto más alta sea la temperatura del mismo.
- Variación de la presión en función de la altura: la presión atmosférica en un punto depende del volumen de aire que tenga sobre ella, por lo que cuanto mayor sea la altura, menor será la presión sobre un objeto.

La fuerza del gradiente de presión es directamente proporcional al gradiente del campo de presión, no a la presión en sí. Es decir, depende de cómo varía la presión en el espacio (vectorialmente), y no del valor absoluto de la presión en una zona concreta. La fuerza del gradiente de presión horizontal se define como [15]:

$$\text{Fuerza de gradiente de presión} = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n} \tag{13}$$

$$\vec{F}_p = -\frac{1}{\rho}\nabla p = -\frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}, \frac{\partial p}{\partial z}\right) \tag{14}$$

Donde ρ es la densidad del aire, Δp la diferencia de presión, y Δn es la variación de distancia horizontal, y $\vec{F}_p$ representa la fuerza por unidad de masa [13].

En el caso de un volumen de aire en rotación, podemos utilizar la Segunda Ley de Newton para expresar movimiento:

$$\frac{d\vec{V_{rot}}}{dt} = -2\vec{\Omega} \times \vec{V_{rot}} - \frac{1}{\rho}\nabla p + \vec{g} + \vec{F}_r \tag{15}$$

En esta ecuación, el término $-\frac{1}{\rho}\nabla P$ representa el gradiente de presión, V_{rot} la velocidad del viento, Ω la velocidad de rotación de la Tierra, g la aceleración de la gravedad y F_r las fuerzas de rozamiento que influyen en el movimiento.

Además, podemos definir el **viento geostrófico** como un viento teórico ideal que resulta de un equilibrio perfecto entre la Fuerza del Gradiente de Presión horizontal y la Fuerza de Coriolis. Resulta especialmente útil a la hora de comprender el funcionamiento del flujo del viento en la atmósfera libre, es decir, lejos de la fricción del suelo.

$$\vec{V}_g \equiv \vec{k} \times \frac{1}{\rho f}\nabla p \tag{16}$$

Donde $\vec{k}$ es el vector unitario vertical y f el parámetro de Coriolis, definido como $f = 2\Omega \sin\varphi$ (siendo φ la latitud).

La fórmula del **equilibrio hidrostático** define el gradiente de presión vertical, que explica que la fuerza de la gravedad es equilibrada por la fuerza del gradiente de presión, en condiciones de reposo:

$$dp = -\rho g dz \tag{17}$$

En esta ecuación, dP representa la variación vertical de la presión, mientras que dz se refiere a la variación de la altura.

3.4.2. Gradientes de temperatura

Como se ha mencionado anteriormente, los cambios de temperatura provocan variaciones en la presión del aire, por lo que ambas variables están relacionadas:

El **viento térmico** (V_T, que es la diferencia de viento geostrófico entre dos niveles de presión, siendo P_0 el nivel inferior y P_1 el superior) resulta fundamental a la hora de comprender cómo se forman las corrientes en chorro por encima de los frentes fríos y

cálidos. Esta fórmula demuestra que un fuerte gradiente horizontal de temperatura $\left(\nabla_p T\right)$ provoca un cambio en la velocidad del viento geostrófico con la altura, llamada cizalladura vertical:

$$\vec{V}_T = \vec{V}_g\left(P_1\right) - \vec{V}_g\left(P_0\right) = -\frac{R}{f}\int_{P_0}^{P_1}\left(\vec{k} \times \nabla_p T\right) d \ln P \tag{18}$$

Este gradiente horizontal de temperatura se calcula suponiendo una superficie de presión constante, y utilizando la constante de los gases ideales *R*.

Por otro lado, tenemos el **gradiente adiabático seco** (γ_a), que define el gradiente térmico vertical teórico de una parcela de aire seco que asciende o desciende sin intercambiar calor con el entorno (de forma adiabática, por lo que utilizaremos el valor del calor específico a presión constante, C_p). Resulta fundamental para estudiar la inestabilidad atmosférica, fenómenos como la DANA:

$$\gamma_a = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p} \tag{19}$$

Por último, la **relación de Margules** conecta directamente el gradiente de temperatura a través de una superficie frontal ($\frac{\partial T}{\partial n}$) con el salto o cambio brusco del viento geostrófico ΔV_g en ese mismo frente.

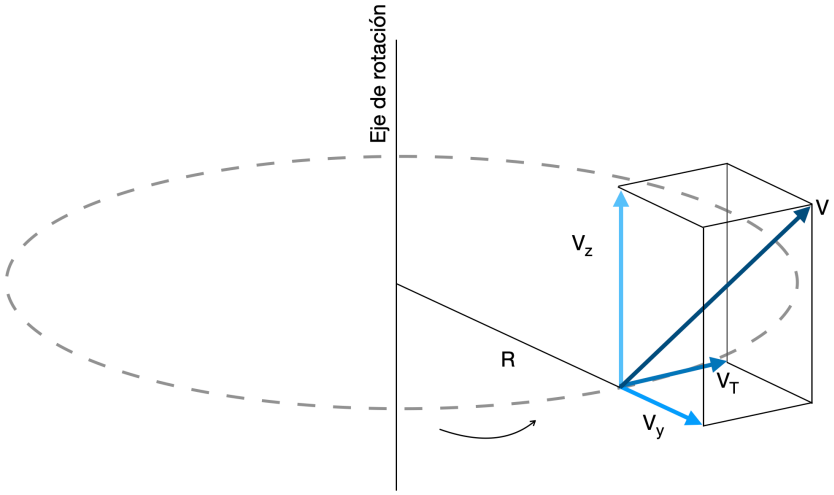
$$\frac{\partial T}{\partial n} = \frac{fT}{gH}\Delta\vec{V}_g \tag{20}$$

La importancia de estas ecuaciones se basa en definir los comportamientos de las masas de aire cuando están sometidas a la variedad de escenarios que se pueden dar en la atmósfera. Diferencias en la radiación solar crean un gradiente horizontal de temperatura, lo que puede generar corrientes verticales (cizalladura vertical, como se ha mencionado), provocando de esta forma desequilibrios en la presión, lo que genera gradientes de presión. Esto, a su vez, provoca la circulación del viento, haciendo que se formen vórtices u otros fenómenos en función de las condiciones.

3.5. Efecto Coriolis

La fuerza de Coriolis es una fuerza inercial, aparente o ficticia, resultante del movimiento de rotación terrestre alrededor de su eje. Dicha fuerza constituye un factor determinante en la dinámica de la atmósfera y la hidrosfera, afectando de manera significativa a la trayectoria de los vientos y al desplazamiento de las corrientes oceánicas. Siempre perpendicular a la dirección del eje de rotación del sistema, es diferente a la fuerza centrífuga. y actúa siempre de forma perpendicular a la dirección del movimiento del cuerpo (su velocidad), desviando su trayectoria [16]. Tiene dos componentes: una tangencial, provocada por la componente radial del movimiento; y otra radial, por la componente tangencial del movimiento.

Figura 3. *Representación del efecto Coriolis.*



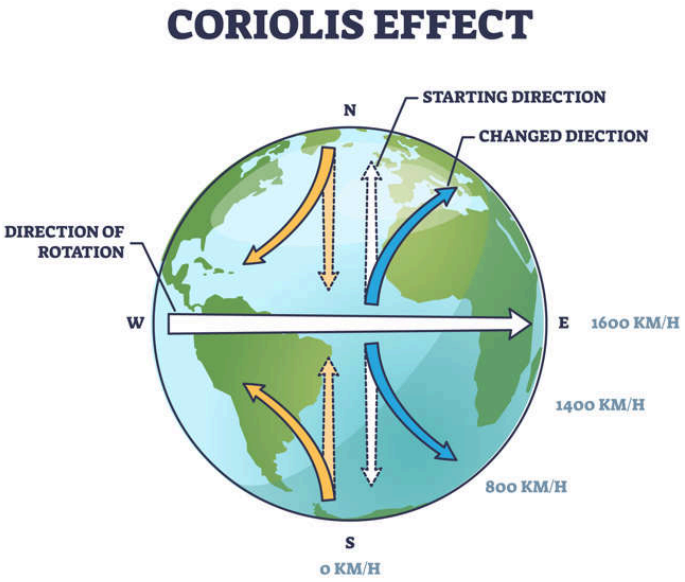
Fuente: elaboración propia.

Su fórmula es: $\vec{F}_c = -2m(\vec{\omega} \times \vec{v})$, donde m es la masa del cuerpo, v la velocidad del cuerpo en el sistema en rotación en producto vectorial con ω, que representa la velocidad angular de rotación del sistema vista desde un sistema inercial.

En la atmósfera, este movimiento se traduce en la desviación de las masas de aire debido al giro de la Tierra sobre sí misma. Esto es lo que hace que la rotación varíe en función del hemisferio, como se ve en la Figura 4. En el hemisferio norte el viento es desviado hacia la derecha de su trayectoria (lo que genera un giro antihorario en torno a los sistemas de baja presión), mientras que en el hemisferio sur se desvía hacia la izquierda (provocando un giro horario en las bajas presiones). Dado que actúa perpendicular a la velocidad del viento, no cambia su magnitud, solo su dirección. Esta variación es nula en el ecuador, y

máxima en los polos. Este desvío continúa hasta que la fuerza de Coriolis iguala al gradiente de presión, alcanzándose un equilibrio. En ese punto, el viento sopla perpendicularmente a ambas fuerzas.

Figura 4. *Representación del efecto Coriolis en aviones según el hemisferio.*



Fuente: M. Cervantes, 2011 [16].

Al combinar el efecto Coriolis con el gradiente de presión definido en el punto anterior, el viento que se genera será mayor cuanto más notable sea la diferencia de presión entre las masas de aire que interaccionan en una menor distancia. En los mapas de isobaras, cuanto mayor sea la cercanía entre líneas, mayor será la fuerza de los vientos generados. Ocurre igual en el caso contrario, isobaras separadas indican suavidad en el viento.

3.6. Formación de frentes estacionarios

Las distintas masas de aire (grandes porciones de aire con propiedades físicas aproximadamente homogéneas que se pueden dividir según su temperatura como polar, ártica, tropical, ecuatorial; o en función de su humedad en marítimas y continentales) están delimitadas por frentes, responsables de gran parte de las precipitaciones. Podemos definir un frente como la zona de transición (de varios kilómetros de espesor) entre masas de aire

con distinta temperatura y humedad. A la hora de predecir un frente, es esencial conocer su formación y evolución [13].

Existen numerosas denominaciones para los frentes, tales como cálido, frío, ocluido y estacionario, pero nos centraremos en este último ya que está intrínsecamente relacionado con la gravedad de una Depresión Aislada en Niveles Altos. Un frente se denomina estacionario cuando su posición con respecto a la superficie no cambia. Se forman cuando al encontrarse una masa de aire fría y otra cálida, se detiene su avance. En los mapas sinópticos son identificables por líneas que alternan semicírculos rojos orientados hacia la masa fría, y triángulos azules que representan la masa de aire cálido (delimitan el área y apuntan hacia donde la masa de aire avanzaría si no permaneciese estacionaria).

En el siguiente punto analizaremos la cronología de la DANA de Valencia. Una de las características que van ligadas a la peligrosidad de un frente de este tipo es la verticalidad.

Dado que el frente es esa franja entre dos masas de aire a temperaturas diferentes, lo que implica distintas densidades, podemos comenzar a modelar el frente teniendo en cuenta este salto de temperatura:

$$\frac{dz}{dy} = \frac{\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_c - \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_w}{g \cdot (\rho_c - \rho_w)} \tag{21}$$

Donde *c* y *w* se refieren a frío y cálido respectivamente (cold y warm). $\frac{dz}{dy}$ representa la tasa de cambio de altura de la superficie frontal en función de la dirección horizontal. Entonces, si esta cantidad es cero, no hay verticalidad y por lo tanto no hay frente.

Ahora, vamos a emplear la ecuación del viento geostrófico a ambos lados de la ecuación anterior, obteniendo:

- Viento geostrófico: $u_g = -\frac{1}{f\rho}\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)$
- Aplicado a la ecuación del frente: $\frac{dz}{dy} = \frac{f\left(u_{gw}\rho_w - u_{gc}\rho_c\right)}{g(\rho_c - \rho_w)} \approx \frac{f\bar{\rho}\left(u_{gw} - u_{gc}\right)}{g(\rho_c - \rho_w)}$

Siendo $\bar{\rho} = \frac{\rho_c + \rho_w}{2}$ Finalmente, podemos definir la pendiente de un frente como:

$$\frac{dz}{dy} = \frac{f\bar{T}\left(u_{gw} - u_{gc}\right)}{g\left(T_w - T_c\right)} \tag{22}$$

Donde $\bar{T}$ es una temperatura representativa, establece el viento térmico, asumiendo el balance geostrófico e hidrostático a ambos lados de la igualdad. Dado que el aire frío es más pesado (y más denso), el aire cálido se coloca por encima. De esta forma podemos deducir que el frente debe presentar una pendiente hacia el aire frío, por lo que $u_{gw} - u_{gc} > 0$. Esto implica que una vorticidad ciclónica estaría cruzando el frente pero se hace infinita (matemáticamente hablando, ya que físicamente, este es un apunte imposible) en el mismo, así que esta se trata de una consecuencia no realista de esta aproximación.

Cuando un frente estacionario comienza a moverse, pasa a denominarse frente cálido o frente frío en función de sus características propias.

3.7. Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE)

Se trata de un parámetro meteorológico ampliamente utilizado para predecir la convección. El CAPE describe la energía potencial específica del aire en la troposfera inferior que es potencialmente liberada durante las tormentas convectivas. Este índice resulta de gran importancia debido a que proporciona una información sobre la fuerza de las corrientes ascendentes dentro de las tormentas.

A la hora de calcular este parámetro, influyen las siguientes variables [17]: la flotabilidad térmica (B) de una parcela de aire hipotética que es elevada desde su posición original; la temperatura de la parcela de aire hipotética y la temperatura del entorno; el Nivel de Convección Libre (LFC), que es el primer nivel por encima del nivel de condensación donde la parcela obtiene flotabilidad positiva; el Nivel de Equilibrio (EL) o Nivel de Flotabilidad Neutra (LNB), que es el nivel donde la parcela deja de flotar. En función de las características del modelo, también pueden utilizarse la humedad específica, presión, temperatura potencial equivalente y la temperatura potencial equivalente saturada del entorno.

Una vez situadas las variables, se puede definir la ecuación principal de la **Energía Potencial Convectiva Disponible**:

$$\text{CAPE} = \int_{\text{LFC}}^{\text{EL}} g \frac{T_{\text{parcel}} - T_{\text{env}}}{T_{\text{ENV}}} \tag{23}$$

Esta integral relaciona las diferencias de temperatura entre la parcela de aire (T_{parcel}) y el entorno (T_{ENV}), teniendo en cuenta la acción de la gravedad (g).

A partir de la ecuación anterior, podemos definir la **Velocidad máxima de ascenso** W_{MAX}:

$$W_{\text{max}} = \sqrt{2 \cdot \text{CAPE}} \tag{24}$$

A la hora de utilizar esta variable es importante tener en cuenta las limitaciones físicas de la misma. Al operar con una masa de aire como parcela, no se debe olvidar que estas intercambian aire con su entorno, provocando variaciones de presión que actúan para contrarrestar las corrientes ascendentes.

Dado que cada modelo opera de forma distinta, el cálculo del CAPE variará en función de con cuál se esté operando. Las mayores diferencias radican en si asumen que la parcela se mezcla con el aire ambiental durante el ascenso, si el proceso termodinámico se considera reversible o pseudo-adiabático, y si deciden incluir o ignorar el calor latente de la congelación del agua en el interior de la nube.

4. Cronología de la DANA en Valencia

Los datos utilizados en este apartado han sido obtenidos de la Agencia Estatal de Meteorología [3] y de la Confederación Hidrográfica del Júcar [12].

Durante este apartado, destaca el uso de la **precipitación acumulada**, que se define como la cantidad total de agua recogida por los pluviómetros en un lugar y tiempo determinados. Se puede emplear tanto para cuantificar episodios de lluvia aislados, midiendo en días o incluso en horas, o en períodos de tiempo como lo puede ser un registro estacional. Su unidad de medida son los milímetros (mm) o litros por metro cuadrado l/m^2. Dado que esta cantidad va asociada a un tiempo específico, resulta esencial tener en cuenta este dato a la hora de interpretar la precipitación acumulada. De 10 a 50 mm en una hora se considera entre lluvia fuerte y torrencial, pero esa cantidad distribuida a lo largo de dos meses puede representar sequía en muchas regiones.

A continuación, se presenta el desarrollo de la DANA en la Península, y en concreto en la Comunidad Valenciana a finales de octubre del 2024:

- Día **24 de octubre**.

Una extensa vaguada (zona alargada de baja presión a grandes altitudes) sobre el Atlántico Norte presentaba una configuración simétrica, formada por el equilibrio entre dos potentes corrientes en chorro: una de entrada, con flujo hacia el norte, y otra de salida, con flujo hacia el sur, ambas superando los 120 nudos [3]. La fuerte diferencia de velocidad entre ellas (es decir, la cizalladura) provocó una intensa rotación ciclónica a lo largo del eje de la vaguada, orientado de norte a sur. Este proceso, sumado a la inusual baja temperatura en esos niveles de la atmósfera, favoreció el desarrollo de una Depresión Aislada en Niveles Altos (DANA), que días más tarde afectaría a la península.

Al este de la vaguada, una dorsal en ascenso reforzó la componente norte de los vientos en altura, intensificando así el chorro de entrada. Al mismo tiempo, el chorro de salida comenzó a debilitarse tras varios procesos de ciclogénesis, lo que favoreció la aparición de una extensa zona baroclina (zona de transición en la atmósfera donde las superficies de igual presión (isobaras) y las superficies de igual temperatura (isotermas) se cruzan entre sí, en lugar de ser paralelas) en su lateral derecho (Figura 1). Esta estructura, claramente visible en las imágenes de vapor de agua, evidenciaba un forzamiento dinámico a gran escala que elevaba aire húmedo desde latitudes tropicales hacia niveles medio-altos de la atmósfera.

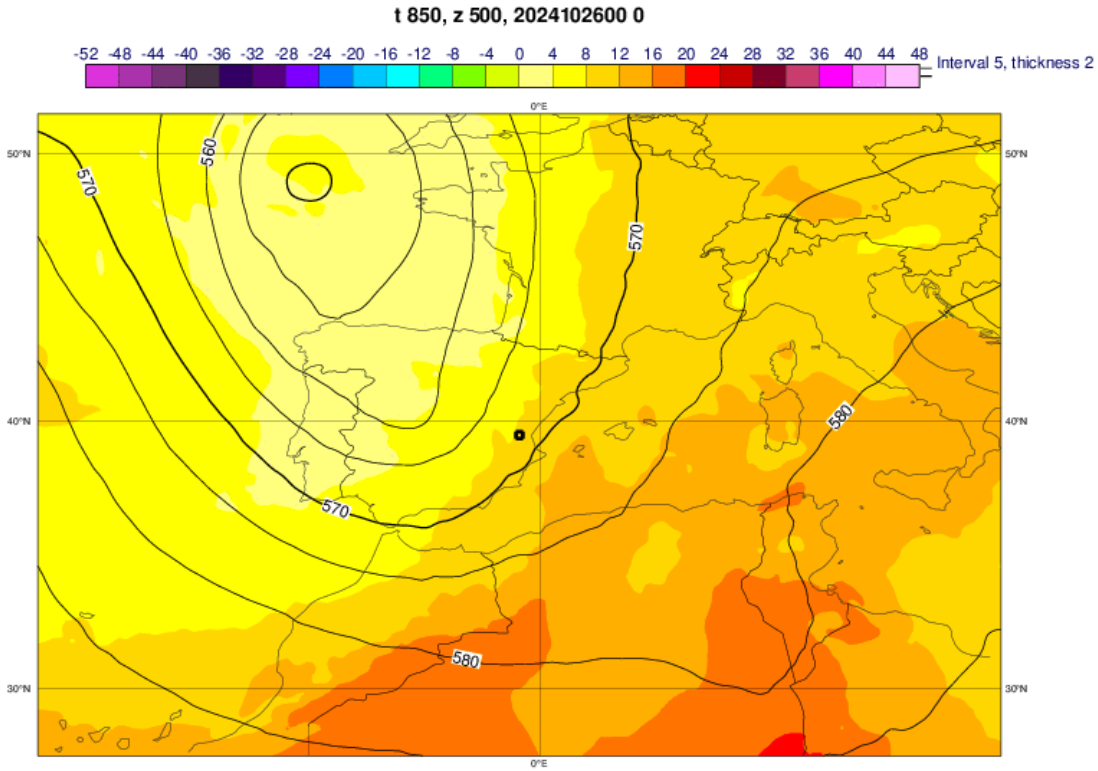
A lo largo del día, la curvatura de la zona baroclina se intensificó, señalando el desarrollo de una baja presión en superficie. Para el amanecer del 25, el sistema ya se había asentado en el suroeste de las islas británicas. El desequilibrio progresivo entre los chorros de entrada y salida impulsó el desplazamiento hacia el sur de la depresión en altura, que mantuvo una notable actividad rotatoria a lo largo de su trayectoria.

- Días **25, 26 y 27 de octubre**.

Una borrasca procedente de las islas británicas alcanzó España y se unió en la zona de Valencia a una corriente fría que cruzaba la península de oeste a este. Esta interacción hizo que una baja presión en altura se alargara hasta convertirse en una vaguada, lo que disparó la inestabilidad atmosférica. Dado que las vaguadas presentan presión baja y escasa estabilidad, suelen evolucionar hacia Depresiones Aisladas en Niveles Altos (DANAs), como ocurrió en este caso en la región valenciana.

A continuación (Figura 5), podemos encontrar un mapa termodinámico de dos niveles. Resulta una representación útil a la hora de analizar la estructura vertical de la atmósfera y la distribución de las masas de aire a distintas temperaturas. Se puede apreciar claramente cómo la baja presión o vaguada en altura se localiza al noroeste de la imagen (delimitada por las líneas de 560 dam y 570 dam), mientras que una masa de aire más cálida se asienta sobre la Península Ibérica. Este mapa resulta esencial para comprender cómo se distribuyen las distintas masas de aire en función de la presión y la temperatura.

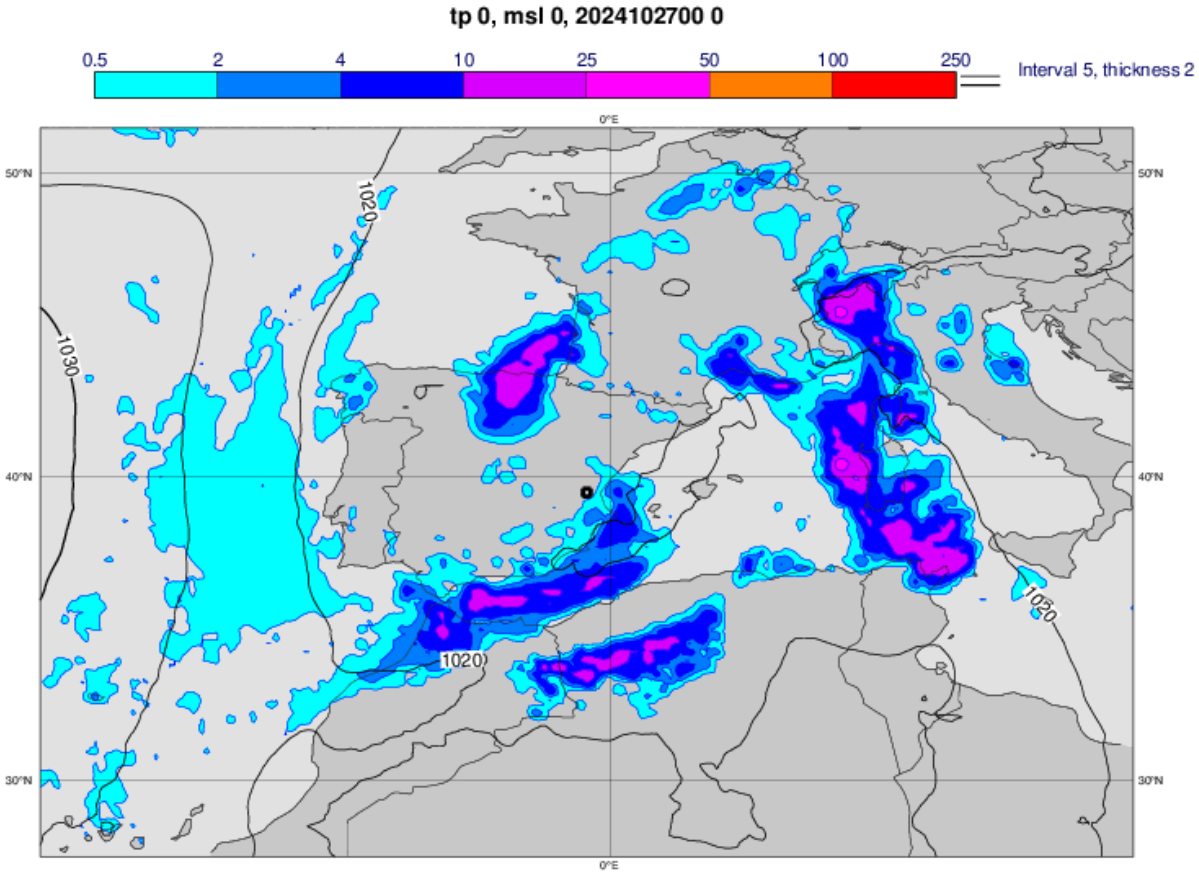
Figura 5. *Mapa termodinámico a dos niveles, día 26 de octubre de 2024.*



Fuente: *ECMWF* [9].

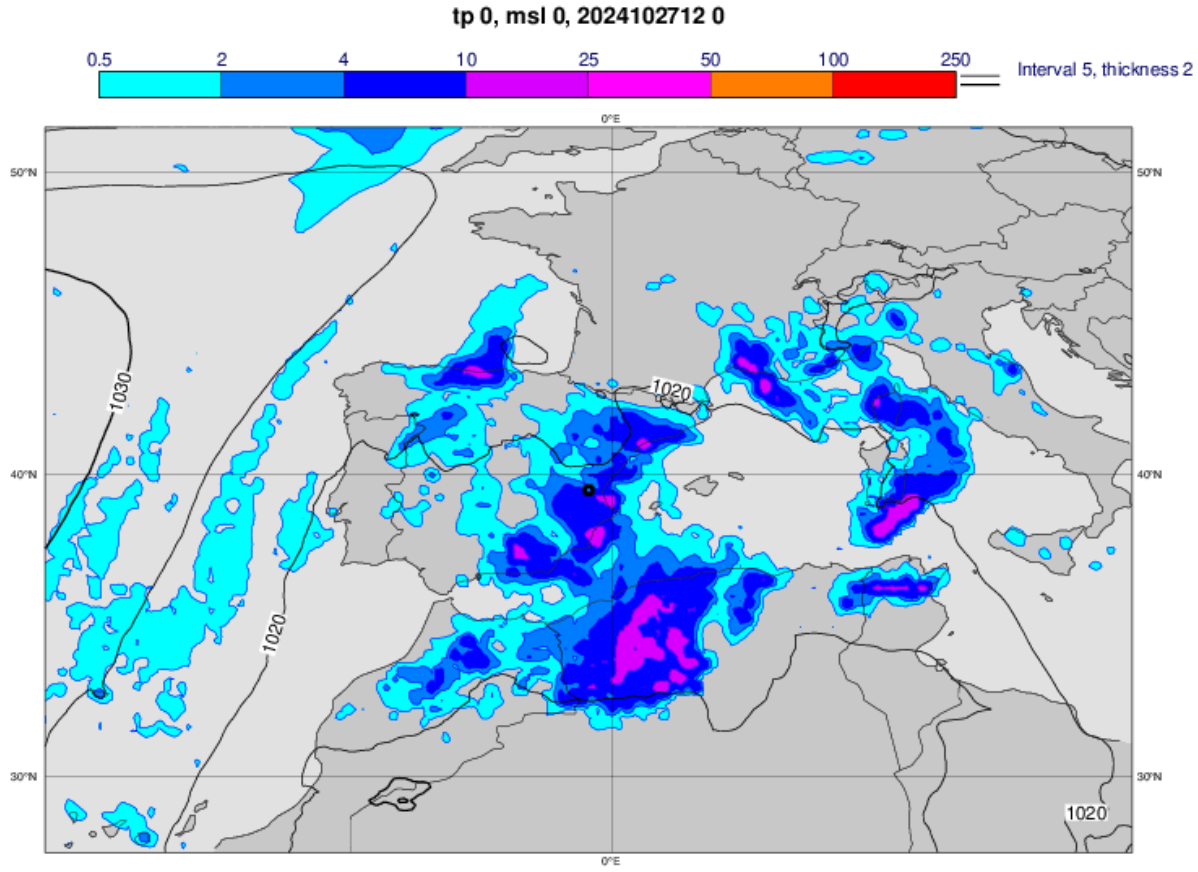
Finalmente, el día 27, un chorro de 100 nudos (más intenso que el inicial) impulsó el sistema hacia el sur. En la Figura 6 y la Figura 7 podemos ver la precipitación acumulada durante esta jornada. Podemos distinguir los focos donde la lluvia fue fuerte o muy fuerte (rosa y magenta), de 10 a 50 mm lluvia moderada, representada en azul oscuro, indicando cantidades entre los 4 y 10 mm; y llovizna o lluvia débil (de 0.5 a 4 mm). En la parte izquierda del gráfico se observa la isobara de 1030 hPa, que representa un anticiclón de bloqueo que actúa como barrera, canalizando el flujo de aire húmedo hacia la Península. Toda el área de precipitaciones está delimitada por la isobara de 1020 hPa. En este escenario, la inestabilidad es impulsada por la entrada de aire húmedo mediterráneo y la presencia de aire frío en altura, lo que favorece el desarrollo de estas intensas precipitaciones con gran desarrollo vertical.

Figura 6. *Precipitación acumulada el 27 de octubre de 2024 a las 00:00, y presión.*



Fuente: *ECMWF* [9].

Figura 7. *Precipitación acumulada el 27 de octubre de 2024 a las 12:00, y presión.*

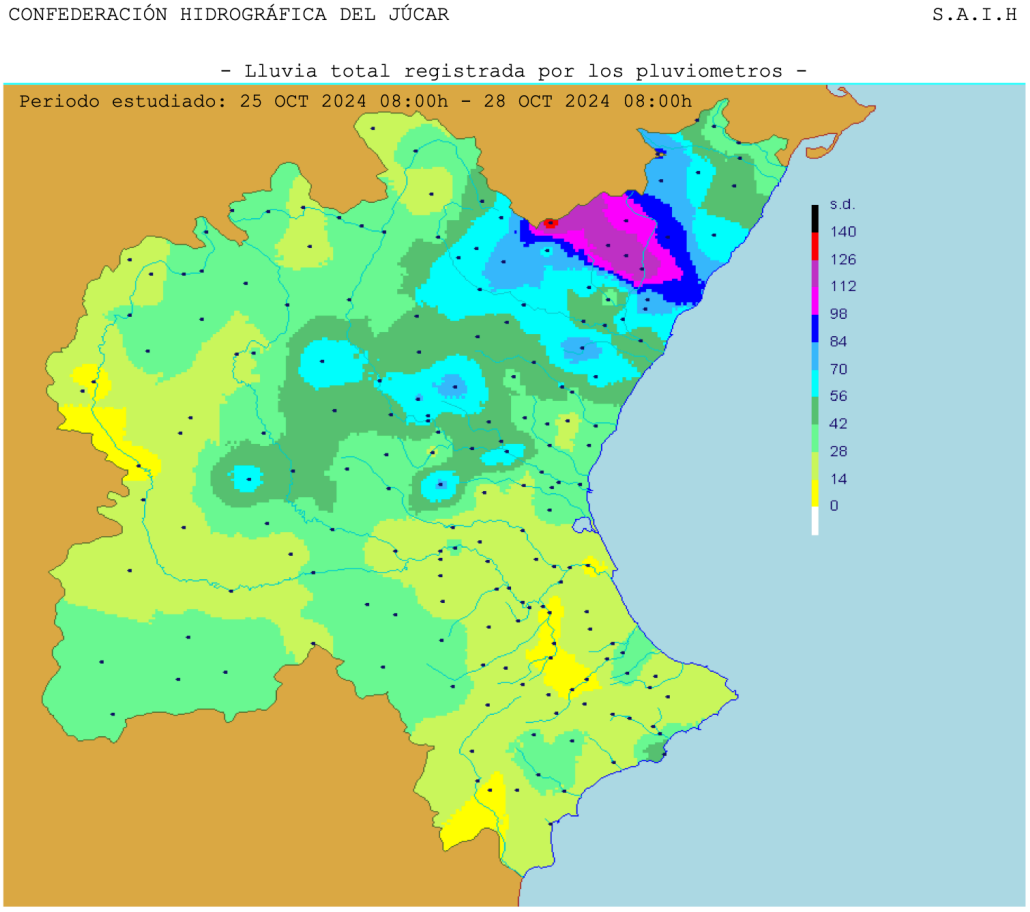


Fuente: *ECMWF* [9].

- **28 de octubre.**

La DANA fue impulsada hacia el golfo de Cádiz por un intenso chorro posterior de 125 nudos. Durante este proceso, la interacción entre el flujo asociado a la DANA y un chorro delantero de 90 nudos que se intensificaba al final del día, junto con la geografía de la cordillera del Atlas, provocó la génesis de una baja presión mesoescalar en el mar de Alborán, concretamente en el lado opuesto a la cadena montañosa. Este fenómeno reforzó significativamente el flujo del este en las capas más bajas, favoreciendo un transporte masivo de humedad hacia el litoral mediterráneo peninsular. Para este momento, la DANA ya había completado su transición a una borrasca fría aislada (BFA), marcando un punto crítico en su evolución sinóptica.

Figura 8. *Datos sobre la precipitación acumulada desde el 25 de octubre de 2024 a las 08:00h hasta el 28 de octubre de 2024 a las 8:00h, en distintos puntos de la comunidad Valenciana.*



Fuente: *Confederación Hidrográfica del Júcar* (2024) [12].

En la Figura 8 tenemos acumulados los datos del 25 al 28 de octubre. Las lluvias fuertes comenzaban en regiones como Mosqueruela, con 130.2 l m^{-2} y en Vall de Alba con 121.4 l m^{-2}. Durante estos días, la DANA se fue posicionando, descargando lluvia de forma más esparcida por el territorio, al contrario de lo ocurrido en el siguiente punto.

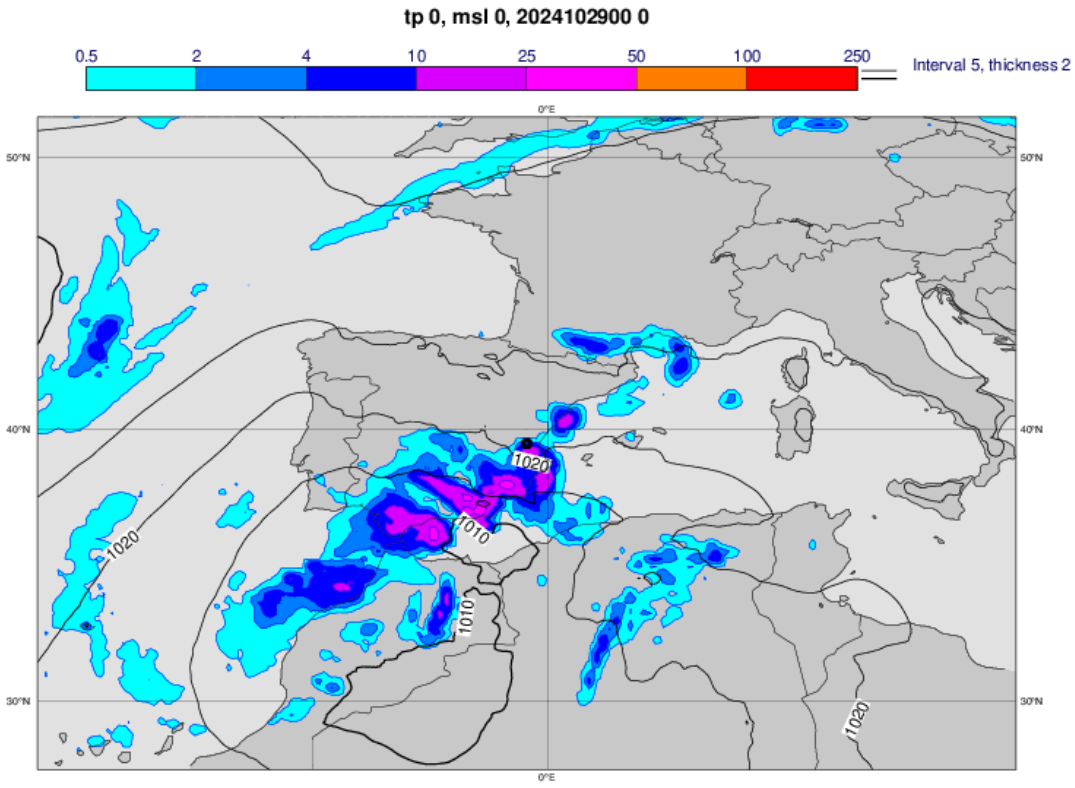
- **29 de octubre**, día de mayor impacto.

Entre el 29 y el 30 de octubre, la dorsal situada aguas arriba de la BFA se desplazó hacia Europa continental, entrando por las islas británicas y extendiéndose sobre el norte y centro del continente. Esta configuración, con un anticiclón al norte de Europa y una baja

presión al suroeste, dio lugar a un bloqueo atmosférico de tipo Rex, caracterizado por su persistencia y alimentado por el fuerte contraste de presión entre ambos sistemas. Este patrón se oponía a los vientos del oeste habituales en la zona y, al hacerlo, suministró la energía que mantuvo viva la depresión en altura. Paralelamente, la borrasca fría aislada se desplazó hacia el Atlántico, situándose al oeste de Portugal, lo que trasladó el centro de la inestabilidad al suroeste de la península ibérica y modificó los patrones habituales de viento y precipitación en la región. El bloqueo interrumpió el flujo zonal (viento que soplaba de oeste a este en las latitudes medias), favoreciendo condiciones meteorológicas estacionarias y permitiendo el mantenimiento de sistemas como la BFA, sostenidos por la subsidencia asociada al anticiclón.

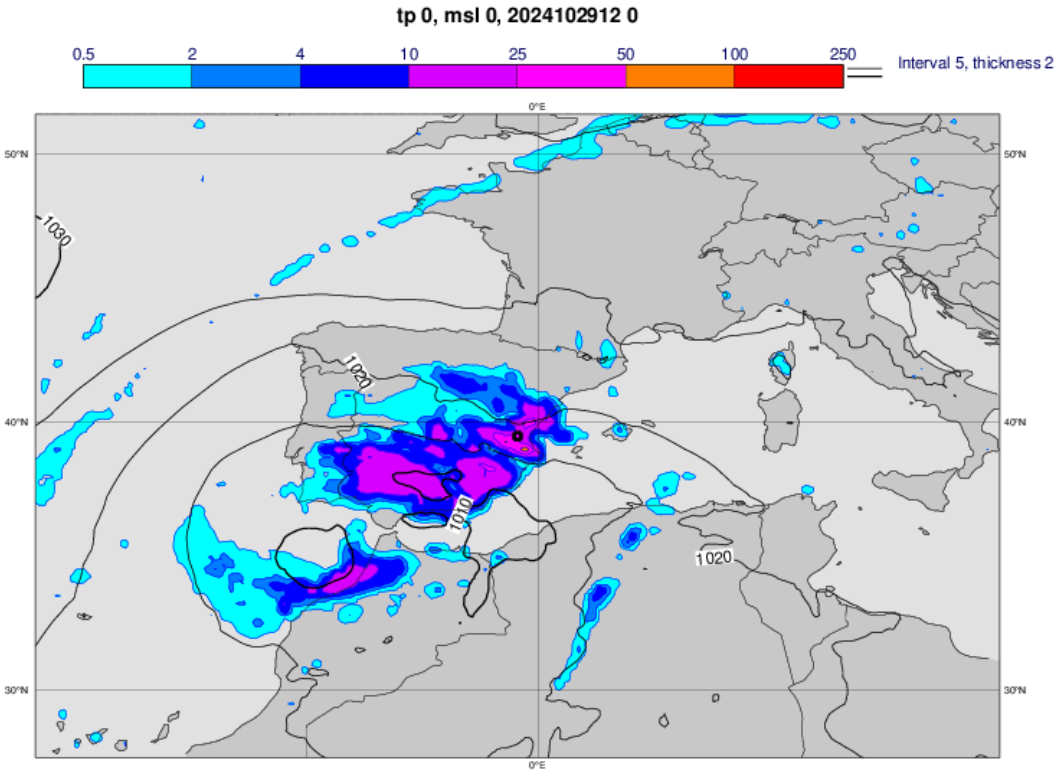
Como podemos ver en las figuras Figura 9 y Figura 10, gran parte de la Península Ibérica se vio afectada por este fenómeno, aunque el núcleo de máxima descarga de precipitación se puede apreciar en la Figura 10, marcado en naranja, señalando una precipitación torrencial extraordinaria.

Figura 9. *Precipitación acumulada y presión, día 29 de octubre a las 00:00 en la Península Ibérica y alrededores.*



Fuente: ECMWF [9].

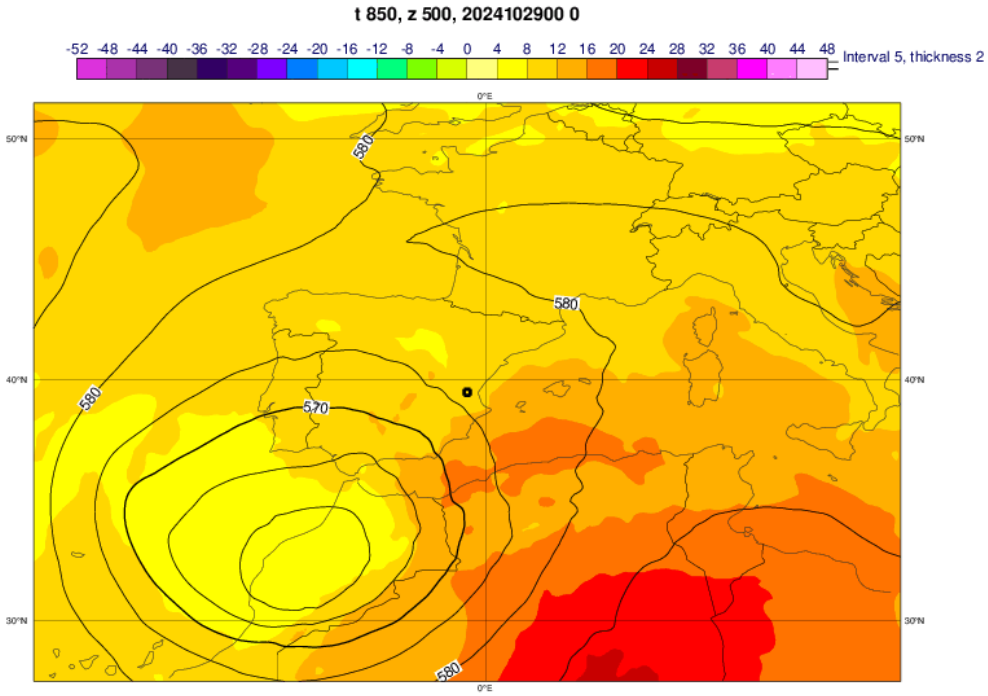
Figura 10. *Precipitación acumulada y presión, día 29 de octubre a las 12:00 en la Península Ibérica y alrededores.*



Fuente: ECMWF [9].

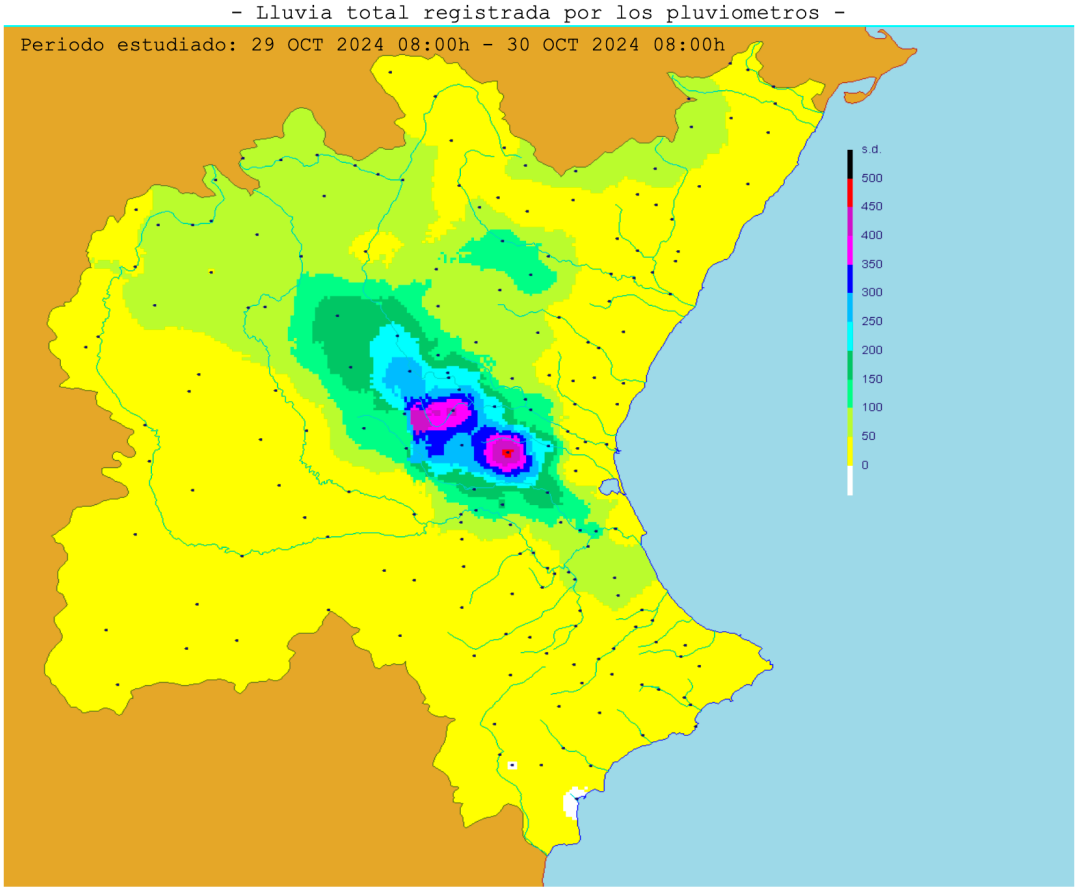
En la Figura 11 podemos analizar el mapa termodinámico de dos niveles de esta jornada. Destaca al sureste de la imagen el ascenso de aire cálido y húmedo, que al interactuar con la masa de aire frío procedente de la corriente en chorro polar, aumentó drásticamente la inestabilidad atmosférica, desencadenando el severo desarrollo vertical de la nubosidad.

Figura 11. *Mapa termodinámico de dos niveles, día 29 de octubre de 2024.*



Fuente: ECMWF [9].

Figura 12. *Datos sobre la precipitación acumulada desde las 08:00h del 29 de octubre de 2024 hasta las 08:00h del 30 de octubre de 2024 en distintos puntos de la comunidad Valenciana.*



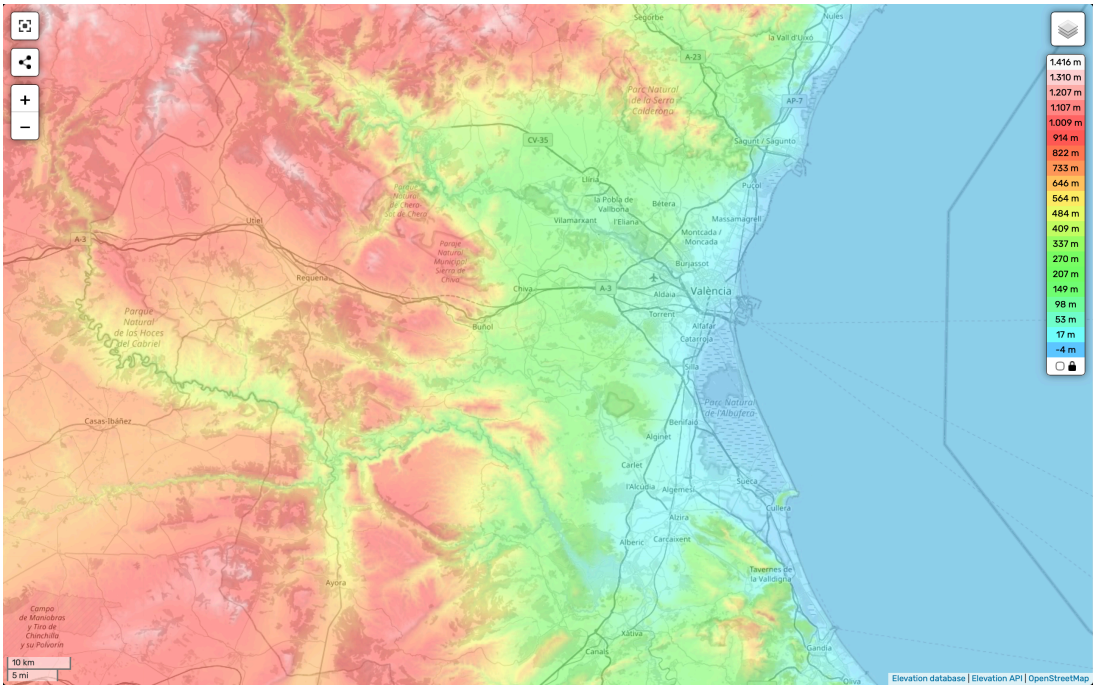
*Nota: debido a una anomalía en el sistema, no existen datos de los pluviómetros siguientes: Albacete, Borriol, Barranco Carraixet, Cárcer, Castelfrío, Aforo en Acequia real, Embalse de Loriguilla, Laguna del Marquesado, Mutxamiel, Requena, Serra Grossa, Torrijas, Tragacete, Remedio de Utiel.

Fuente: *Confederación Hidrográfica del Júcar* (2024).

En la imagen superior (Figura 12) podemos distinguir con claridad los núcleos donde la precipitación estuvo especialmente localizada. Esto evidencia la asimetría con la que ocurrió el fenómeno. Mientras que en ubicaciones como Chiva o el Embalse de Buseo (Chera) los pluviómetros registraban 461 l m^{-2} y 405.8 l m^{-2} respectivamente, en Valencia (capital), apenas detectaron 1 l m^{-2}. El riesgo de las lluvias intensas se vio aumentado por la geografía del territorio: en la estación de aforo de la rambla del Poyo (perteneciente a la cuenca del Bajo Turia por la Confederación Hidrográfica del Júcar) se registraron 212.6 l m^{-2}, a los que hay que sumar el agua caída de la zona de arriba de la ladera, que fue encauzada hacia las áreas de menor altitud Figura 13.

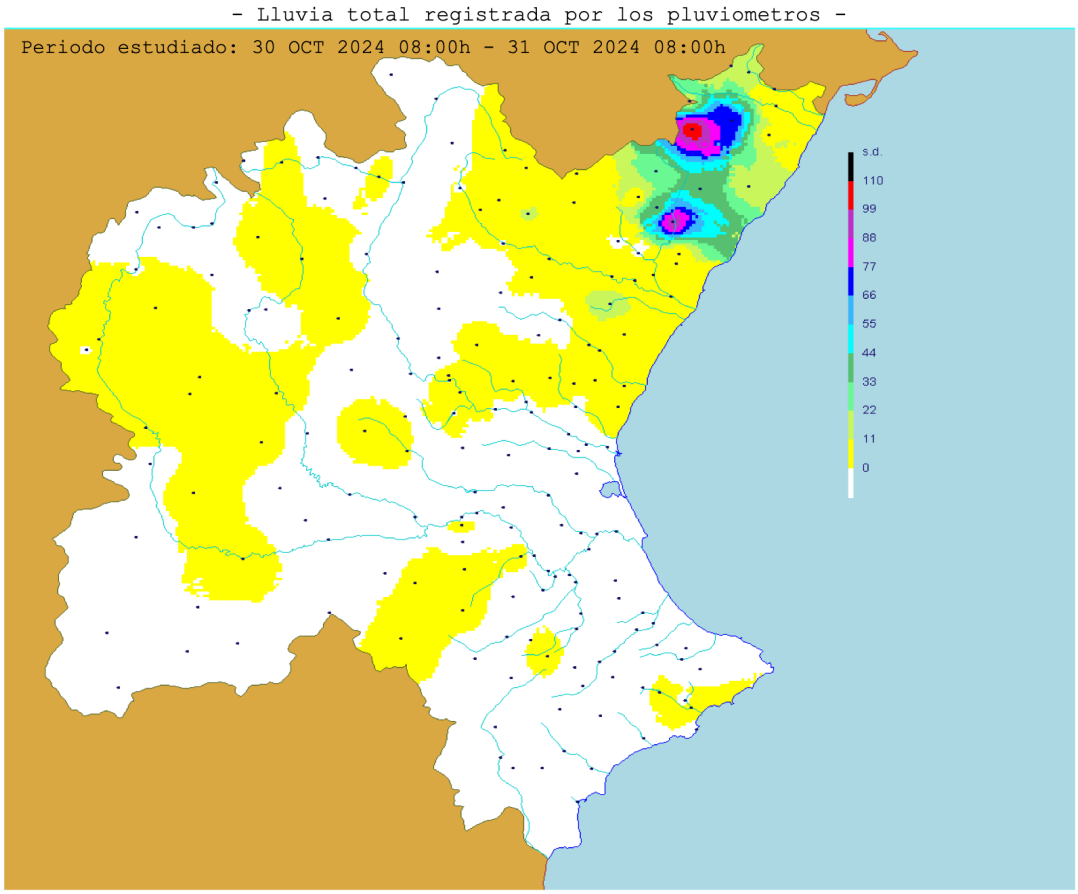
El 29 de octubre fue especialmente catastrófico debido a que los focos de mayor precipitación permanecieron estacionarios, descargando litros de agua en una misma superficie. AEMET define lluvia torrencial como aquella que supera los 60 mm [10]. Durante esta jornada, en algunas localidades se superó con creces este umbral, alcanzando los 771.8 mm de lluvia en 24 horas en Turís Mas de Calabarra. Se trata del total de lluvia más alto después del registrado en Oliva (Valencia), con 817 mm en 1987.

Figura 13. *Geografía de la Comunidad Valenciana.*



Fuente: *topographic-map.com*.

Figura 14. *Datos sobre la precipitación acumulada desde las 08:00h del 30 de octubre de 2024 hasta las 08:00h del 31 de octubre de 2024 en distintos puntos de la comunidad Valenciana.*



*Nota: debido a una anomalía en el sistema, no existen datos de los pluviómetros siguientes: Tragacete, Albacete, Serra Grossa, Torrijas, Requena, Embalse de Naranjero, Aforo en Acequia real, Remedio de Utiel, Marco Barranco de Prada, Valdecuenca, Marco Rio Vaca, Pajaroncillo, Borriol, Pina, Cárcer, Real de Montroy.

Fuente: *Confederación Hidrográfica del Júcar* (2024).

A partir del 30 de octubre, la DANA había descargado ya la mayor parte de su energía sobre Valencia, por lo que comenzó a moverse lentamente hacia el noroeste y el interior peninsular. Se registraron valores significativos en estaciones como Catí con 111.2 $l\,m^{-2}$ o Vall de Alba con 96.4 $l\,m^{-2}$, mientras que el núcleo original de Valencia quedaba en valores de 0 $l\,m^{-2}$ (como por ejemplo en Chiva).

4.1. Análisis y aplicación de las ecuaciones con respecto al caso de estudio

Como hemos mencionado, una masa de aire cálido fue propulsada desde el Sáhara, cargándose de humedad. Es aquí donde la fuerza del gradiente de presión horizontal (ecuación

15, copiada también a continuación) resulta esencial para comprender el desarrollo del fenómeno:

$$\vec{F}_p = -\frac{1}{\rho}\nabla p \tag{25}$$

Como puede apreciarse en la Figura 9 y la Figura 10, ocurre un estrechamiento entre las isobaras de 1020 hPa y 1030 hPa, con un área de menor presión sobre la Península Ibérica y el mar Mediterráneo cercano. Esto supone un gran incremento en el gradiente de presión horizontal que acabamos de mencionar. Aplicándolo a la aproximación del viento geostrófico (corresponde con la ecuación del gradiente antes mencionada, que se presenta a continuación), se puede afirmar que la intensidad del viento será proporcional a este aumento de ∇P:

$$\vec{V}_g \equiv \vec{k} \times \frac{1}{\rho f}\nabla p \tag{26}$$

Siguiendo la ley del viento geostrófico, sabemos que el viento fluye de manera paralela a las isobaras, dejando las bajas presiones a su izquierda en el hemisferio norte. Al analizar las líneas de presiones en las Figura 9 y Figura 10, se puede deducir que la variación de presiones generó un viento que entraba directamente desde el mar hacia la península. Este viento pudo empujar el aire húmedo y cálido hacia el interior, saturando la atmósfera sobre Valencia, obteniendo así el forzamiento dinámico necesario para generar una gran capacidad convectiva.

Para demostrar la aplicación práctica de la ecuación anterior, a continuación se realiza una estimación del viento geostrófico, tomando los valores de:

- $\rho = 1.225 \mathrm{kg/m^3}$
- Velocidad angular de la Tierra $\Omega = 7.292 \cdot 10^{-5}$ rad/s
  - Para calcular el parámetro de Coriolis hay que tener en cuenta la latitud (φ) de la región que estamos analizando. En este caso, Valencia se encuentra a una latitud de $\varphi = 39.47391°$ N, que puede aproximarse a 40° N. De esta forma, tenemos:

$$f = 2\Omega \sin(\varphi) = 2 \cdot 7\ .292 \cdot 10^{-5} \cdot \sin\left(40^{\circ}\right) \Rightarrow f \approx 9\ .37 \cdot 10^{-5} \mathrm{s}^{-1} \tag{27}$$

- Para calcular el gradiente de presión (∇P) aplicado sobre un mapa sinóptico, se emplea la aproximación matemática por diferencias finitas. Para ello, se tiene en cuenta la distancia perpendicular que separa las isobaras (Δn), y la variación de presión entre las mismas (ΔP). De esta manera se puede calcular el módulo del gradiente de presión:

$$|\nabla P| = \frac{\Delta P}{\Delta n} \tag{28}$$

A la hora de obtener el historial de datos de presiones, se han encontrado limitaciones debido a la ausencia de registros (ver Figura 15). En el caso de poder acceder a los datos, el gradiente de presión se calcularía tomando dos estaciones meteorológicas, y midiendo en primer lugar la presión (por ejemplo, se podría tomar el valor de la presión mínima en ambas) y utilizarlo para obtener ΔP. Después, se mediría la distancia horizontal que las separa (Δn). De esta forma, calcularíamos ∇P.

Figura 15. *Tabla sin datos sobre la presión en la estación meteorológica de Turís.*

Resumen de Valores de Presión máxima y mínima a lo largo del Periodo seleccionado:

CARACTERISTICA / VALOR	(Presion hPa)	FECHA
Presión Máxima más alta Registrada:		
Presión Máxima más baja Registrada:		
Presión Mínima más alta Registrada:		
Presión Mínima más baja Registrada:		30-10-2024
Mayor diferencia de Presión en un mismo día (Tmax-Tmin):	0	
Mayor ascenso de Presión Máxima en 24 h:	0	
Mayor ascenso de Presión Mínima en 24 h:	0	
Mayor descenso de Presión máxima en 24h:	0	
Mayor descenso de Presión mínima en 24 h:	0	

VALORES POR AÑOS PARA LA ESTACION METEOROLÓGICA: TURÍS

AÑO: 2024

FECHA	P. Máxima	P.Mínima
24-10-2024		
25-10-2024		
26-10-2024		

FECHA	P. Máxima	P.Mínima
27-10-2024		
28-10-2024		

FECHA	P. Máxima	P.Mínima
29-10-2024		
30-10-2024		

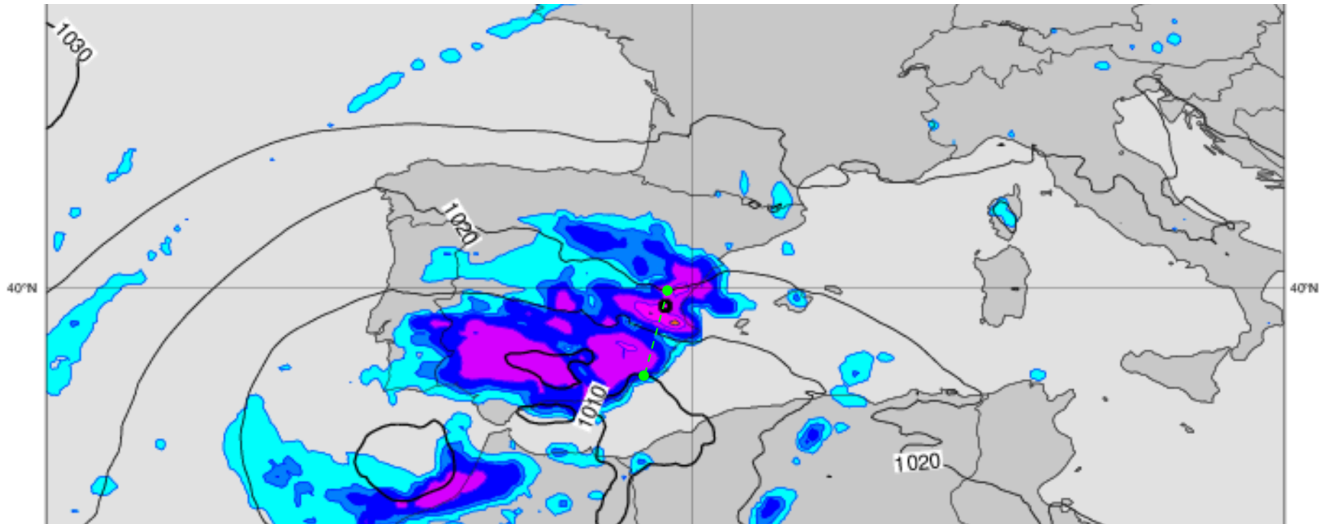
Fuente: *AEMETOpendata* [18].

A causa de esta falta de registros, se calculará el viento geostrófico utilizando las isobaras de la Figura 10:

- Presión de la primera isobara: P = 1020 hPa; Presión de la segunda isobara: P = 1010 hPa. Esto supone que: Δp = 1020 – 1010 = 10 hPa. Al hacer la conversión al sistema internacional, se obtiene un valor de $P = 10^3$ Pa.

- Distancia perpendicular de separación entre ambas isobaras: se han tomado los dos puntos marcados en la Figura 16 y calculado el módulo aproximado de la distancia que los separa: $\Delta n \approx 250$ km $= 2.5 \cdot 10^5$ m

Figura 16. *Ubicación de los puntos perpendiculares en las isobaras.*



Fuente: *ECMWF* [9].

Con todos los datos identificados, se puede calcular el valor del viento geostrófico:

$$V_g \approx \frac{1}{\rho f}\frac{\Delta P}{\Delta n} = \frac{1}{(1\ .225)\cdot(9\ .37\cdot 10^{-5})}\cdot\frac{1000}{2\ .5\cdot 10^5} = 34\ .85\ \text{m/s} \qquad (29)$$

Esto supone un viento empujando aire húmedo y cálido del Mediterráneo hacia la península a una velocidad de 125.45 km h^{-1}, un valor muy elevado que puede considerarse un temporal huracanado (fuerza 12) en base a la Escala Anemométrica de Beaufort [19]. No se debe ignorar el detalle de que a nivel de superficie esta cantidad se ve significativamente disminuida por la fricción con el terreno, por lo cual, si disminuimos el valor obtenido a la mitad por este motivo, se considera un temporal (fuerza 8). De todos modos, el resultado matemático confirma el violento empuje de aire marítimo cálido y húmedo desde el Mediterráneo hacia el interior de la Península.

Este viento, al colisionar contra el relieve de la Comunidad Valenciana, generó un flujo ascendente, forzando a que la humedad se acumulase en capas más altas de la atmósfera, aumentando la verticalidad de las nubes, y por lo tanto, la virulencia del fenómeno durante el 29 de octubre.

Anteriormente también hemos definido el CAPE. De 1000 a 2500 J kg^{-1}, se considera que la atmósfera posee una inestabilidad de moderada a fuerte, con gran posibilidad de tormentas. Dada la dificultad para obtener datos específicos en las zonas afectadas, tomaremos un valor del CAPE de 1500 J kg^{-1} para comprender la magnitud del desarrollo vertical de las nubes de tormenta durante el 29 de octubre.

$$W_{max} = \sqrt{2 \cdot CAPE} = \sqrt{2 \cdot 1500} = 54\ .77\ m/s \tag{30}$$

Este valor alcanza los 197 km h, un valor que fomenta el desarrollo vertical de las nubes, empujando el aire a gran velocidad, aumentando la inestabilidad y la gravedad de la DANA. Resulta un valor coherente con las características del caso de estudio y con el resultado que se obtuvo al calcular V_g. La conclusión fue que la geografía empujaría hacia arriba este viento geostrófico favoreciendo el desarrollo vertical de las nubes, justo como se demuestra en este punto.

Por otro lado, podemos emplear el resultado de la velocidad del viento geostrófico para calcular el efecto que tiene en él la aceleración centrípeta. Para ello, partimos de la ecuación de la fuerza centrípeta, sabiendo que $a_c = \frac{F_c}{m}$. Utilizando la distancia antes definida de 250 km que equivalen a $2.5 \cdot 10^5$ m, y $V_g = 34.85$ m/s

$$F = m\left(\frac{v^2}{r}\right) \Rightarrow a_c = \left(\frac{v^2}{r}\right) \tag{31}$$

$$a_c = \frac{(34\ .85)^2}{2\ .5 \cdot 10^5} = 4\ .86 \cdot 10^{-3} m/s^2 \tag{32}$$

Este empuje hacia el centro favorecía el arremolinamiento y estancamiento de la DANA en una misma zona.

5. Métodos de detección, prevención y gestión

5.1. Funcionamiento de los modelos meteorológicos

A la hora de predecir el desarrollo climatológico en una región, es necesario conocer los patrones que siguen los diferentes fenómenos teniendo en cuenta multitud de variables sobre presión, temperatura, movimiento vertical, humedad… Un fenómeno climatológico como puede ser una tormenta, no ocurre de forma aleatoria. Previamente a un episodio de chubascos, habrá acumulación de humedad en la atmósfera, formando nubes que liberarán el agua bajo ciertas condiciones. Los modelos meteorológicos operan con todos estos datos mediante ecuaciones de física de la atmósfera como las vistas en el punto 2 para ofrecer una versión de un futuro posible según las condiciones iniciales.

Por esto, es esencial definir de forma precisa el estado inicial de la atmósfera, ya que independientemente de la forma de modelizar, todos parten de estas condiciones, por lo que el primer paso es la recogida de datos por numerosas fuentes como satélites o estaciones meteorológicas.

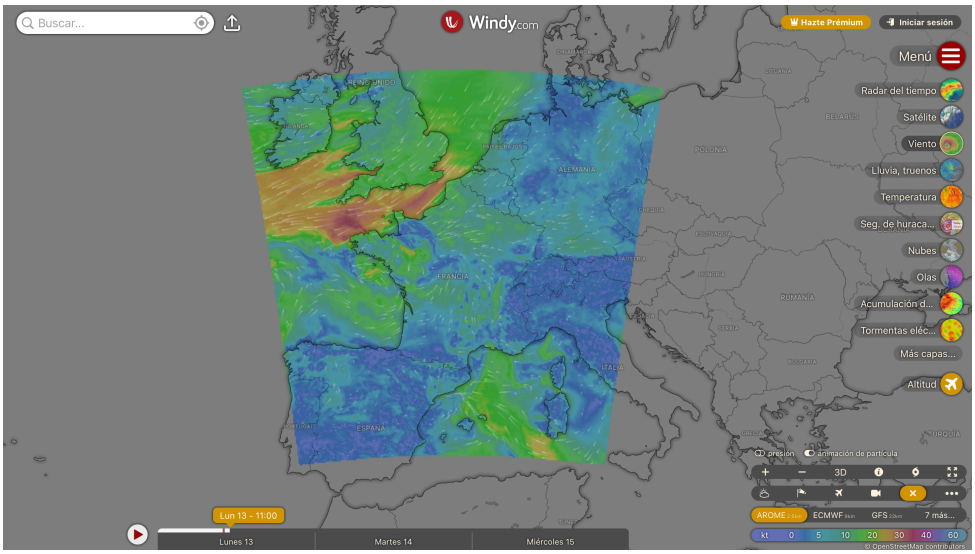
Como en muchos aspectos, hay diferentes sistemas que se emplean en función de las condiciones que tengamos, el resultado que se espera obtener y la precisión requerida en dicho caso. Podemos dividir los modelos en diferentes grupos según sus características o exigencias.

- Resolución espacial.

Esta define el detalle con el que el modelo representa la atmósfera. A mayor resolución (celdas más pequeñas), mejor capacidad para captar fenómenos de mesoescala como tormentas o efectos orográficos. Para explicar este grupo, pondremos como ejemplo el caso de

La Península Ibérica. Podemos dividir el territorio por áreas en base a sus distintos climas: Oceánico, Mediterráneo o de Montaña. Para esto, no es necesario conocer la temperatura exacta que marcan los termómetros en un pueblo específico a una hora concreta del día. Por otro lado, si alguien quiere ir a hacer turismo por ejemplo a Bilbao, conocer que su clima es oceánico es sin duda un dato útil, pero resultará especialmente conveniente saber si lloverá un día determinado. Por esta razón, resulta esencial elegir un modelo que se adecúe a las necesidades del usuario.

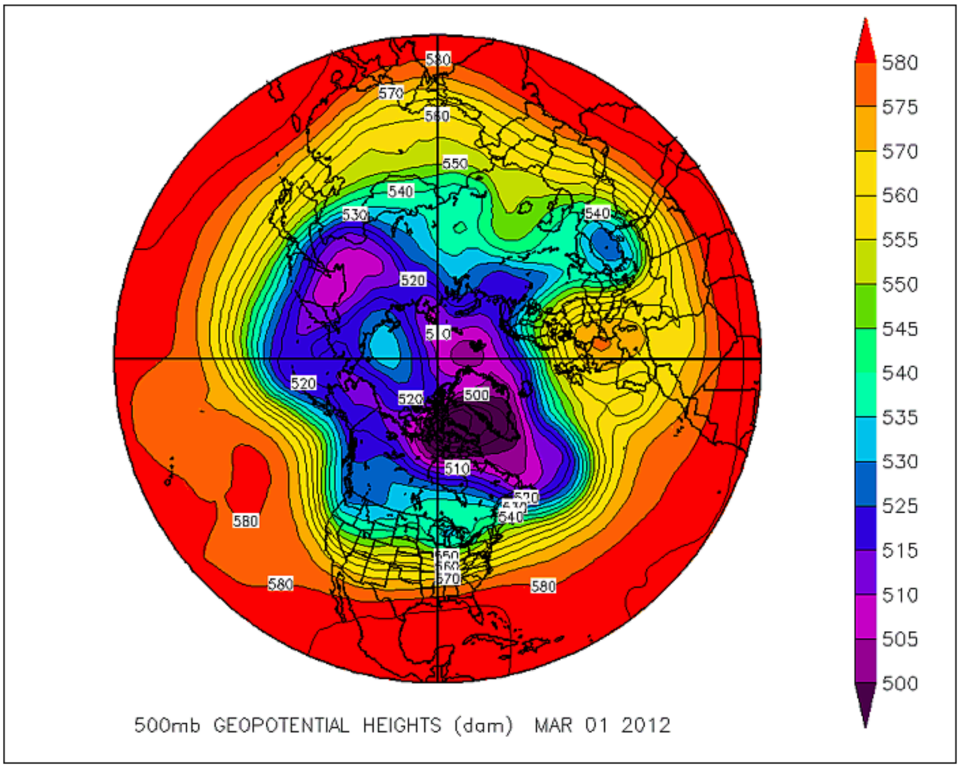
Figura 17. *Ejemplo de visualización del área incluida en el modelo AROME (modelo regional).*



Fuente: Windy [8].

Existen modelos globales que simulan la atmósfera en todo el planeta, como el GFS, ICON o el IFS; y regionales, que trabajan con un área específica (un continente o un país), útiles para no perder precisión detectando fenómenos a menor escala en diferentes tipos de geografías. Algunos ejemplos son: AROME o ICON-EU, que tienen resoluciones más precisas [20].

Figura 18. *Representación del modelo espectral.*



Some variables, such as this 500-mb height pattern, are not well-represented by a grid-point model. Instead, a model that incorporates wave patterns would be better suited.

- Plazo máximo de predicción.

A la hora de trabajar con predicciones climatológicas, es importante establecer un rango de predicción que se ajuste al problema a analizar. Cabe destacar que independientemente de la precisión y calidad de las condiciones iniciales del problema, cualquier modelo, por avanzado que sea, irá perdiendo precisión conforme más lejanas en el tiempo estén en sus predicciones. Esto ocurre porque la atmósfera es un sistema caótico sujeto a multitud de variables y es imposible hacer una predicción precisa a largo plazo. Si hablamos de la temática principal de este trabajo, es imposible predecir si va a ocurrir un fenómeno como la DANA en Valencia en alguna otra ocasión, y en el caso de que lo haga, no podemos estimar la fecha. Sin embargo, gracias al análisis de patrones, podemos establecer qué fechas son de mayor riesgo.

- Modelos espectrales.

En lugar de dividir el espacio en cajas u otras figuras geométricas, este tipo de modelos tienen en cuenta que el comportamiento de los fenómenos meteorológicos se puede representar utilizando ondas. El modelo GFS es un claro ejemplo de este grupo [21]. Este tipo de modelos utilizan patrones conocidos y variables atmosféricas para representar la evolución del clima mediante ondas compuestas (la onda resultado se forma con otras ondas, que al sumarlas, forman una representación aproximada del avance de un determinado modelo climatológico).

- Modelos en mallas.

Otra manera de realizar predicciones, es dividiendo el territorio en figuras geométricas más pequeñas donde se realizan simulaciones. Dichas divisiones pueden ser triangulares o cajas distribuidas de manera uniforme y cuyo tamaño depende de la resolución del modelo [22]. Su rango puede variar en el rango entre 1 km y 25 km, y afectará a la exigencia a la hora de procesar todos los datos.

Además de dividir la superficie horizontalmente, los modelos suelen tener unas 55 particiones verticales (niveles atmosféricos). Las celdas no son independientes, los valores de una pueden aceptar a las contiguas, manteniendo la continuidad. Cada una representa la media de las diferentes variables en ese volumen de aire.

- Predicción por ensemble y pronóstico probabilístico.

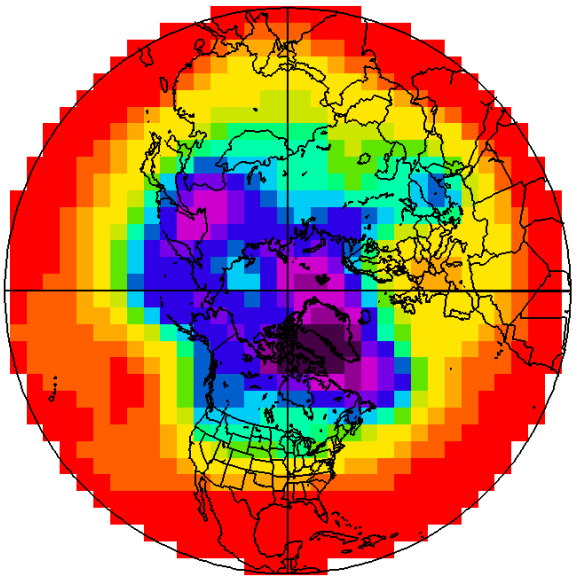
Dada la naturaleza caótica de la atmósfera, la predicción por ensemble utiliza pequeñas variaciones en las condiciones iniciales, ejecutando numerosas simulaciones en lugar de una sola [20]. Con esto, se logra obtener un mayor rango de posibilidades. Cuanto mayor sea la similitud entre los resultados obtenidos, mayor será la precisión de los mismos. Gracias a estas diferentes predicciones se obtienen los porcentajes en los pronósticos, como por ejemplo un 60% de probabilidad de precipitación.

Es importante utilizar un modelo y condiciones iniciales que se ajusten al problema a tratar, ya que un exceso de datos demasiado concretos puede suponer un sobre ajuste en un modelo que trabaje con grandes superficies, o perjudicar a la hora de obtener datos precisos en el caso contrario.

5.2. Ejemplos de modelos meteorológicos

Los modelos meteorológicos resultan herramientas cruciales en meteorología de cara a la comprensión del desarrollo y evolución de fenómenos atmosféricos. Actualmente disponemos de numerosos métodos para la realización de pronósticos a corto y medio plazo, como lo son los modelos que vamos a desarrollar en este apartado. Existen diferentes modelos y no uno único debido a la complejidad de la evolución de la atmósfera. Inicialmente puede ser explicada como un fluido, regida por las ecuaciones de dinámica de fluidos, pero para esto es necesario utilizar ecuaciones no lineales que complican la operación. En una región tan amplia como la atmósfera, influyen numerosas fuerzas como las definidas en las ecuaciones del segundo apartado de este trabajo, requiriendo la resolución de millones de operaciones con ecuaciones no lineales. En estas operaciones no solo influyen las capas de la atmósfera, sino también los elementos que la rodean, como el relieve, la cercanía al mar, o la radiación solar. Por eso, lo que se puede hacer es tratar de obtener una solución aproximada usando métodos numéricos adecuados. Así surgen los llamados modelos numéricos de predicción del tiempo, que son herramientas computacionales diseñadas para resolver de forma aproximada ese sistema de ecuaciones.

Figura 19. *Representación de la división del territorio en celdas sobre las que operar.*



La figura superior está relacionada con la Figura 18. Se puede apreciar que la Figura 19 está mostrando las ondas transformadas en una cuadrícula.

Dado que este trabajo pretende que las predicciones sean más accesibles y comprensibles para un público amplio, hemos realizado la selección según las disponibles en Windy [8], que abarcan la Península Ibérica en su área de operación.

- Global Forecast System (GFS): se trata de un modelo muy básico de uso muy extendido debido a que es gratuito, utilizado en muchas páginas de predicción del clima por su accesibilidad. Es de baja precisión, ya que presenta limitaciones a la hora de parametrizar los procesos atmosféricos en áreas montañosas, sobre todo con la predicción de nubes y precipitaciones. Proporcionado por la National Oceanic and Atmospheric Administration.

- (ICON): modelo alemán del servicio meteorológico de la República Federal de Alemania. También es global, con una resolución de 13 km. Comparte muchas características con el ECMWF y ofrece una buena resolución, aunque su uso no se ha extendido tanto ya que su acceso puede estar más restringido.

  - ICON-EU: válido para toda Europa y regiones adyacentes, con una resolución de 7 km. Es especialmente útil por su alta precisión en esta región, aunque puede tener dificultades en prever precipitaciones en áreas con orografía montañosa.
  - ICON-D2: es más preciso, pero solo es válido para Europa central, por lo que para el caso de fenómenos en España no lo podríamos utilizar. Lo mismo ocurre con el modelo ALADIN.

- NEMS: similar al modelo ICON-EU, pero más ajustado, y por lo tanto con más precisión. Está limitado a Europa y zonas cercanas, ofrece predicciones con una alta resolución (de 4 km) para un máximo de tres días. Es eficaz en la detección de tormentas, aunque menos utilizado y con menos estudios comparativos disponibles.

- METEOBLUE: no se basa en un único modelo, sino que combina varios, como GFS, ECMWF, ICON y su propio modelo, llamado NEMS definido previamente. Se utiliza para generar predicciones más robustas. Ofrece pronósticos locales con buena resolución, aunque la fiabilidad depende de la calidad de los modelos empleados, y puede variar según la región.

- Application of Research to Operations at Mesoscale (AROME): es uno de los más precisos. Cubre principalmente Francia, España y Portugal con una resolución de 2.5 km y una ventana temporal inferior a las 48 h. Su alta fiabilidad lo convierte en una herramienta valiosa para prever fenómenos intensos o localizados, aunque su margen de predicción es muy limitado en el tiempo.
  - AROME-HD: tiene las mismas características, pero con mayor precisión (1.5 km.
- Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE): Es el principal modelo numérico de Météo-France. Su resolución varía en función de la zona geográfica.
- Integrated Forecasting System (IFS): desarrollado por el Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF), se trata de un modelo de pago, por lo que no está disponible en todas las páginas. Se puede utilizar en Windy[8] de forma gratuita y destaca por su precisión en la predicción del clima, abarcando toda la superficie terrestre.

Para simplificar la explicación anterior y presentar los modelos de forma más clara, se ha realizado una tabla en la que se resumen los puntos más destacados de los modelos cuyo uso está más extendido:

Tabla 1. *Comparativa de modelos meteorológicos y sus características principales.*

Modelo	Tipo	Resolución	Tiempo máximo de predicción	Aspectos positivos	Aspectos negativos
IFS (ECMWF)	Global	9 km	6 días, (2 semanas pagando)	Muy fiable para predicciones a medio plazo.	Menos detallado a nivel local
GFS	Global	22 km	6 días, (2 semanas pagando)	Datos de libre acceso, se actualiza muy seguido	Poca precisión, que se acentúa más para medio plazo, baja resolución
ICON	Global	13 km	6 días, (8 pagando)	Global, buena resolución	Su acceso puede estar limitado, es similar a ECMWF pero menos usado

ICON-EU	Europa y alrededores	7 km	6 días	Alta resolución para Europa	Puede fallar en la predicción de precipitaciones en zonas con relieve montañoso
NEMS	Europa y zonas muy cercanas	4 km	3 días	Precisión a la hora de anticipar tormentas	Menos utilizado, no hay tantos estudios comparativos
AROME	Francia y alrededores, como casi toda España y Portugal	2,5 km	Menos de 48 horas	Mucha precisión, muy fiable	Poco margen de predicción

5.3. Predicciones realizadas sobre la DANA

Durante este período, la Península Ibérica sufrió episodios de fuertes lluvias que afectaron principalmente a la zona mediterránea y provincias cercanas. destaca especialmente el 29 de octubre, día en que las lluvias tuvieron su mayor impacto, provocando inundaciones en varias localidades de la Comunidad Valenciana y alrededores.

Existe una herramienta que se utiliza para comparar el pronóstico obtenido con el clima normal de esa zona en esa época del año, el EFI (Extreme Forecast Index o Índice de Pronóstico Extremo) [23]. Funciona con una escala de 0 a 1, donde 0 significa que el tiempo va a ser completamente normal y habitual para la época; y 1 significa que todos los escenarios de la predicción por ordenador coinciden en que se van a romper los récords climáticos de la zona. Con respecto a valores intermedios, de 0.5 a 0.8 se puede calificar al evento como inusual o significativamente anómalo, y por encima del 0.8 una alerta de que avecina un evento muy extremo o histórico. Por otro lado, también puede tener valores entre 0 y −1 cuando se está analizando probabilidad de eventos como frío extremo.

El Índice de Pronóstico Extremo se calcula como:

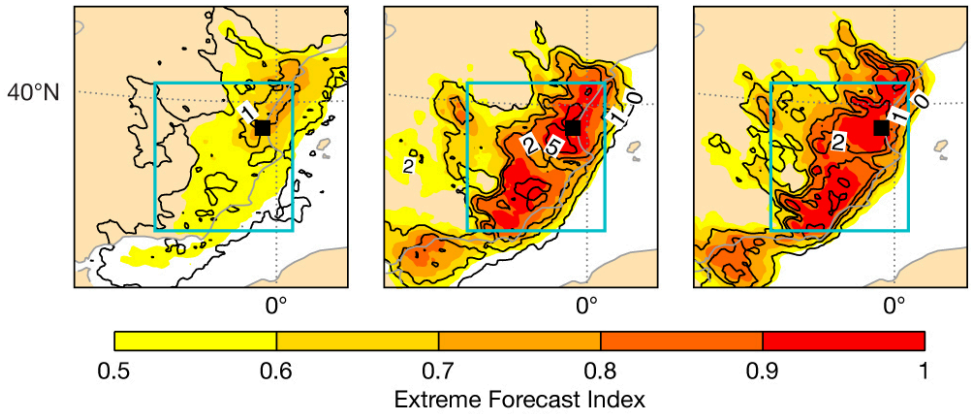
$$\mathrm{EFI} = \frac{2}{\pi}\int_0^1 \frac{Q - Qf(Q)}{\sqrt{Q(1-Q)}}dQ \tag{33}$$

Donde $Qf(Q)$ denota la proporción de miembros de ENS que se encuentran por debajo del cuantil Q del registro M-Climate (es una base de datos climática de referencia que compara la predicción con valores anteriores, proporcionando una cantidad que indica si se está viviendo un evento realmente histórico).

En el caso de Valencia, se obtuvieron valores contenidos entre 0.7 y 0.8 seis días antes de la catástrofe, y muy cercanos a 1 los cuatro días previos [10], implicando gran confianza en los valores obtenidos con las predicciones. Los modelos pudieron predecir 5 o 6 días antes con gran exactitud dónde se iba a situar esa bolsa de aire frío, pero no dónde iba a descargar la precipitación al enfriar la masa de aire húmedo. Durante el día 4 antes de las lluvias torrenciales, los pronósticos comenzaron a volverse muy consistentes sobre la zona del Mediterráneo (y la provincia de Valencia en particular) que iba a ser principalmente afectada por la DANA.

Como complemento al EFI, el *Shift of Tails* o SOT («Desplazamiento de las Colas»), indica lo extremo que podría llegar a ser un evento [24]. En Figura 20 se pueden ver las predicciones para estos valores en función de la posición. El cuadro negro marca la posición de Valencia.

Figura 20. *Representación del Índice de Pronóstico Extremo (EFI) y SOT el 24 (izquierda), 26 (centro) y 28 (derecha) de octubre de 2024.*



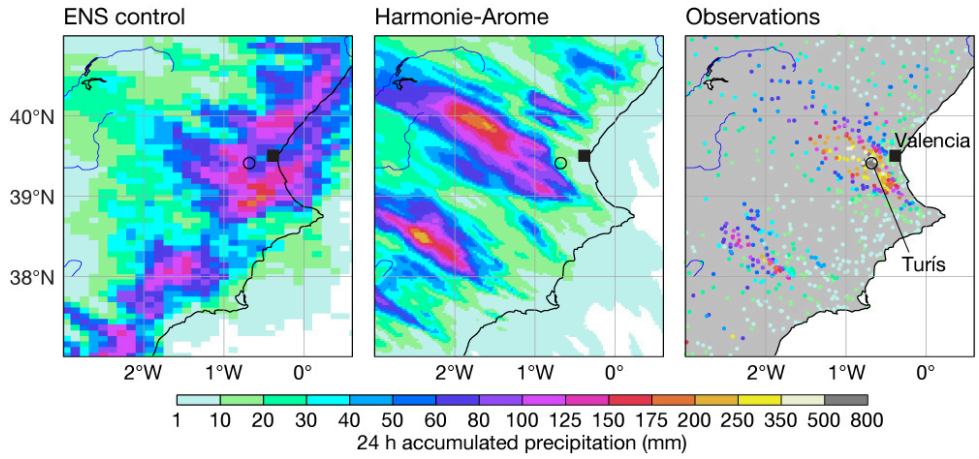
Fuente: ECMWF [10].

En la Figura 21 podemos distinguir tres imágenes que comparan los pronósticos de precipitación acumulada en un rango de 24 a 48 horas, a partir del 28 de octubre a las 00:00 horas. La primera es del control ENS, la central corresponde al pronóstico Harmonie-Arome de AEMET, y la última son las observaciones captadas ese día. En estas imágenes se pueden

apreciar las diferencias entre resolución espacial con el tamaño de la malla, además de las variaciones en la distribución de la precipitación en la Comunidad Valenciana.

Al comparar las predicciones de ambos modelos, destaca la cercanía en la predicción de los núcleos de precipitación del modelo Harmonie-Arome con respecto al IFS, lo que resulta coherente con el punto anterior, ya que como hemos mencionado, AROME se trata de un modelo regional, mientras que IFS es un modelo global.

Figura 21. *Comparación de la precipitación prevista y la observada.*



Fuente: ECMWF [10], cuyas fuentes de observaciones son: AEMET, SAIH, SIAR, SUREMET, AVAMET, Sisritel e IVIA.

Si observamos con atención la escala, podemos concluir que a pesar de que ambos modelos estimaron el área afectada con mayor o menor precisión, ninguno alcanzó a simular con precisión la magnitud del evento. Mientras que AROME simuló acumulaciones máximas en 24 horas de entre 175 mm y 250 mm e IFS entre 150 mm y 200 mm, las observaciones reales desvelaron una extensa región con acumulaciones de entre 500 mm y 800 mm, evidenciando una notable subestimación en los sistemas de predicción numérica.

Al analizar estos resultados contrastados con los datos del apartado de Cronología (de la Confederación Hidrográfica del Júcar), salta a la vista una discrepancia significativa: mientras que los mapas de análisis global e informes de la AEMET reportan acumulaciones históricas de hasta 771.8 mm en Turís, el registro máximo oficial de la CHJ se sitúa en los 461 mm en Chiva. Esta diferencia se debe a la propia definición de precipitación acumulada al inicio de la Sección 4. Mientras que en la Confederación Hidrográfica del Júcar [12] la precipitación acumulada se calculaba en un rango de 12 horas, en los documentos

referentes a la comparación de las predicciones con respecto a los datos reales (ECMWF y AROME [10]) se empleaba un rango de 24 horas.

A la hora de realizar predicciones sobre la atmósfera terrestre a gran escala (sinóptica), hay que tener en cuenta que está sujeta a numerosos factores que provocan que, en cierto modo, sea imprevisible. Como hemos podido comprobar durante esta sección de modelos meteorológicos, cada uno consta de características que lo hacen único con respecto a los otros, por lo que no podemos basar los pronósticos en una sola simulación.

En el caso de la DANA de Valencia, tanto el modelo AROME como IFS se ajustaron (con mayor o menor precisión) a los acontecimientos, avisando con días de margen sobre un evento inusual y extremo. A pesar de que ninguno de los dos pudo adelantarse con exactitud a la gravedad del fenómeno, resultaron útiles para identificar de forma aproximada los focos de principal acumulación de precipitación.

Este evento señaló la importancia de invertir en recursos mediante los que poder disminuir las limitaciones al momento de anticipar fenómenos como la DANA, de manera que modelar procesos convectivos a menor escala se vuelva una posibilidad real y se pueda aumentar la precisión de los avisos ante precipitaciones extremas en situaciones de tan alto impacto. A partir de lo analizado en este punto, podemos concluir que AROME fue el modelo que más se acercó a la realidad en cuanto a resolución, aunque otras herramientas que ofrecen pronósticos a mayor plazo, como IFS (ECMWF), resultan especialmente útiles para visualizar los inicios de una catástrofe con mayor antelación.

5.4. Gestión

Una vez detectada la posibilidad de que ocurra un fenómeno extremo como una Depresión Aislada en Niveles Altos gracias a los modelos meteorológicos, podemos organizar la gestión del riesgo en cinco fases clave que permiten reducir el impacto del evento y mejorar la capacidad de respuesta [25]. Este esquema es aplicable a otras catástrofes, pero ha sido adaptado para las DANAS:

1. **Prevención:** Incluye medidas para reducir la vulnerabilidad del territorio, como una mejor ordenación urbana, el correcto mantenimiento de infraestructuras de drenaje y

la implementación de soluciones basadas en la naturaleza que aumenten la capacidad de absorción del terreno.

2. **Preparación:** Este apartado consiste en el diseño de sistemas de alerta temprana, planes de emergencia, simulacros y una adecuada coordinación entre las instituciones. Resulta crucial educar a la población sobre cómo debe actuar en este tipo de situaciones: evitar utilizar el coche para no colapsar las carreteras, buscar sitios altos (de los que se debe conocer la ubicación), etc. Estas acciones permiten anticiparse al riesgo y actuar de forma más eficaz cuando llegue el momento.
3. **Desastre:** Es el momento en que se produce el episodio extremo, con lluvias intensas, inundaciones y posibles daños materiales o personales. La gravedad del impacto depende tanto de la intensidad del fenómeno como del grado de exposición de la zona afectada.
4. **Respuesta:** Implica la activación de los servicios de emergencia y asistencia a la población. Una respuesta ágil y organizada puede evitar consecuencias mayores.
5. **Recuperación:** Abarca la rehabilitación de infraestructuras, el apoyo a los afectados y la evaluación del evento.

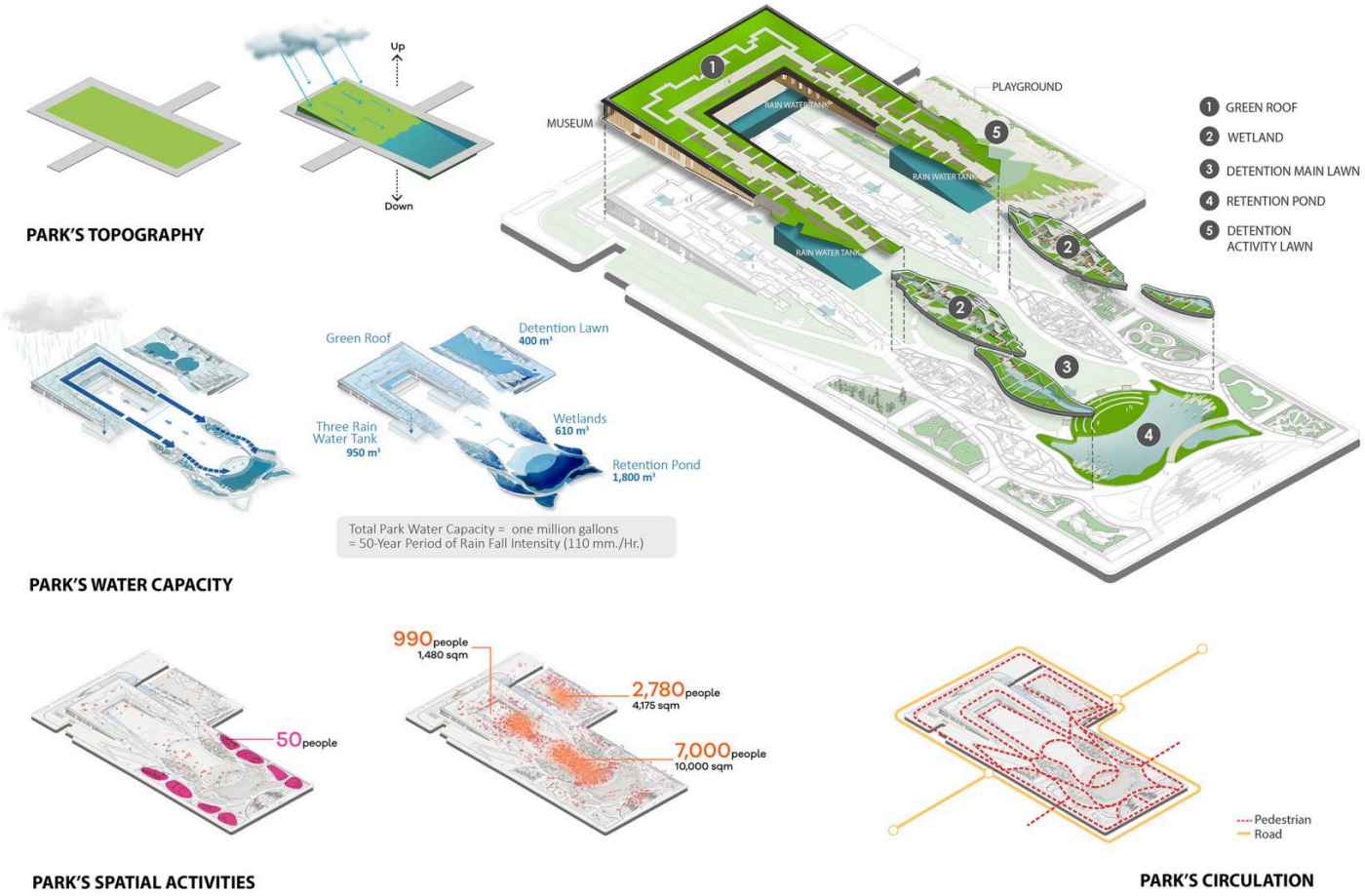
En este momento, las zonas afectadas de Valencia estarían en el paso 5, de manera que es de gran importancia tener en cuenta lo ocurrido para aprovechar la reconstrucción de las áreas urbanas teniendo en cuenta el punto 1, edificando de forma que se permita una mejor distribución del agua en casos extremos, para los que resulta esencial estar preparados [26]. A continuación, se presenta una propuesta que se está llevando a cabo en varias zonas de Europa, que puede resultar útil a la hora de vivir un episodio similar.

Las **soluciones basadas en la naturaleza** [27] ofrecen un enfoque más flexible y eficaz para gestionar episodios de inundaciones evitando que el agua fluya sin control, al favorecer la infiltración y amortiguación del agua mediante sistemas más porosos que absorben el agua en lugar de desplazarla. Tradicionalmente, muchas ciudades han apostado por infraestructuras de drenaje construidas con materiales impermeables, ya sea hormigón, asfalto, tuberías subterráneas o tanques de almacenamiento. Sin embargo, estas presentan claras limitaciones: una vez superada su capacidad, no existe una alternativa de desvío o absorción, como se ha visto en el caso de Valencia y en otras ciudades en el mundo.

Concretamente en la Comunidad Valenciana, el canal artificial de 43 km diseñado para un caudal máximo de 1200 $m^3 s^{-1}$, alcanzó los 1800 $m^3 s^{-1}$, generando las inundaciones de gran impacto como las que se han podido observar.

Después de lo ocurrido en Valencia, centrándonos en las pérdidas de edificios e infraestructuras, resulta evidente que muchas regiones deberán ser edificadas de nuevo. Conociendo que es una zona de riesgo con antecedentes similares (ya en 1957, la ciudad sufrió una riada devastadora, y en 1982 otra DANA dejó también graves inundaciones en la provincia), la propuesta es emplear las soluciones basadas en la naturaleza a la hora de llevar a cabo estas reformas. Utilizando materiales porosos, zonas arboladas y parques que puedan almacenar cantidades de agua, se reduce así el riesgo de inundaciones, y aportan áreas que pueden ser beneficiosas incluso para los habitantes y turistas, proporcionando de esta forma una mejora directa en la calidad de vida de los ciudadanos, además de un seguro que mitigue los efectos de otro suceso similar. De este mismo modo, los parques inundables pueden servir como reserva de agua en caso de sequía. Estos consisten en suaves pendientes que permiten al agua fluir hasta una zona destinada a su contención y almacenamiento, evitando que la corriente inunde sin control hacia zonas urbanas. Además, se suma el efecto positivo de que las zonas arboladas en verano pueden ayudar contra las oleadas de calor, mejorando así las temperaturas, adaptando así ligeramente el clima a uno más cercano a la zona de confort, además de actuar a modo de embalse, evitando la falta de agua.

Figura 22. *Ejemplo de parque.*



Fuente: *TIME* (2024) [27].

El diseño de estos parques (véase la Figura 22) también puede variar en función de las necesidades de cada estación. Mientras que en temporada de lluvias tenga áreas específicas que almacenen el exceso de agua, en tiempos donde no sea necesario su uso, se convierten en zonas recreativas, anfiteatros, pistas o parques mientras están vacíos de agua.

El Parque histórico Enghaveparken, también conocido como Enghaveparken Climate Park, es un referente en cuanto a la implementación de estas técnicas. Es un depósito capaz de almacenar 23000 m^3 de agua. Combina estructuras excavadas con muros, creando una zona versátil que puede servir como área recreativa, o embalse en épocas lluviosas.

Está claro que las soluciones basadas en la naturaleza no son gratuitas en lo que respecta al espacio, por lo que deben ser combinadas con otras, como la mejoría de los sistemas de drenaje y la porosidad en los materiales empleados. Las zonas residenciales, especialmente

en las grandes ciudades, necesitan una buena optimización del espacio, ya que estas zonas verdes eliminarían áreas de construcción o aparcamiento también necesarias, lo que podría encarecer el coste de vida. Además, no se debe olvidar la influencia que las zonas acuáticas tienen en la fauna y la flora, ya que se pueden convertir en regiones donde propicien las plagas, como pueden ser los mosquitos, por lo que su mantenimiento debe ser controlado y riguroso para evitar la proliferación de enfermedades u otros problemas de la salud pública.

Para el caso de Valencia, estas estructuras pueden suponer una notable mejora en la calidad de vida de los ciudadanos, proporcionando áreas recreativas con temperaturas más agradables en verano, además de reservas de agua que ayuden con las temporadas de sequía.

6. Impacto en el entorno

El cambio climático está afectando a la temperatura media de la tierra. Durante los cuatro últimos años, la temperatura media de la tierra ha ido en aumento, cada uno batiendo el récord del año anterior. Con esto, la temperatura del mar ha alcanzado temperaturas de hasta 1.28 °C por encima de la media desde 1938 .

Actualmente se está analizando la posible relación entre el incremento de las temperaturas y la intensificación de fenómenos ciclónicos como las DANAs durante la última década, dado que los registros meteorológicos indican una mayor frecuencia de huracanes coincidente con este período de calentamiento progresivo.

6.1. Daños materiales de la DANA en la península

El episodio de lluvias torrenciales ocurrido entre el 28 de octubre y el 4 de noviembre, siendo el 29 el día de mayor impacto, como se detalla en el apartado de cronología, provocó uno de los eventos meteorológicos más trágicos de las últimas décadas en España. Los daños fueron tanto humanos como económicos, superando los 16.500 millones [28] de euros en pérdidas materiales, incluyendo daños en infraestructuras, hogares y negocios. Si bien las cifras de víctimas mortales varían significativamente según las fuentes, se estiman más de 200 fallecidos [27], aunque la cifra varía según la fuente consultada, evidenciando la complejidad del evento y la magnitud del desastre. En total, cerca de 48.000 empresas se vieron afectadas, mientras que calles, viviendas y edificios públicos quedaron cubiertos de barro, requiriendo intensas labores de limpieza para evitar la propagación de enfermedades, recuperar hogares y rescatar cuerpos de personas atrapadas o desaparecidas. La respuesta social fue masiva: más de 50.000 voluntarios se movilizaron en las semanas

posteriores y se organizaron concentraciones que reunieron alrededor de 80.000 personas en protesta por la gestión del evento.

Figura 23. *Comparación de una calle de Valencia antes y después de la DANA.*



Fuente: *El Nacional*, (2024) Figura 23.

Además de Valencia, las provincias más golpeadas fueron Albacete, Cuenca y Málaga, donde se registraron crecidas súbitas de ríos e inundaciones generalizadas. Parte de la tragedia puede atribuirse a una escasa conciencia del riesgo en la población, así como a la construcción de viviendas en zonas inundables, donde muchas de ellas no contaban con un sistema adecuado de drenaje. La sustitución del suelo natural por superficies impermeables urbanas reduce drásticamente la capacidad de absorción del terreno, lo que incrementa el riesgo de desbordamientos incluso ante lluvias moderadas. En estas condiciones, las medidas preventivas pierden eficacia si no van acompañadas de una correcta planificación del territorio y un uso optimizado de sistemas de emergencia eficaces.

Se prevé que este tipo de sucesos pueden volverse cada vez más frecuentes e intensos con motivo del avance del cambio climático. El aumento de la temperatura global favorece una mayor evaporación de los océanos, saturando la atmósfera de humedad y aumentando el potencial de tormentas severas. Al mismo tiempo, el calentamiento debilita la corriente en chorro polar, facilitando su división en meandros aislados que dan lugar a depresiones como las DANAs. Esto, unido a una menor movilidad atmosférica, propicia que el aire caliente almacene más vapor de agua y que las precipitaciones intensas se descarguen en áreas concretas durante largos periodos de tiempo, reduciendo la capacidad de anticipación y respuesta.

Pese a todo, las consecuencias pudieron haber sido aún más devastadoras de no ser por la existencia del nuevo cauce del río Turia. Tras las inundaciones catastróficas de 1957 en Valencia, su curso fue desviado para proteger el centro urbano, convirtiéndose en una infraestructura clave que esta vez actuó como barrera de contención, evitando una tragedia aún mayor en la ciudad. Es esencial crear estructuras que actúen de esta forma para mitigar los daños de fenómenos tan graves como una DANA.

7. Conclusiones y proyectos de cara al futuro

Como se ha visto en el apartado de predicciones sobre la DANA (Sección 5.3 y Figura 21), los modelos meteorológicos pudieron anticipar de forma aproximada las zonas que fueron afectadas por la Depresión Aislada en Niveles Altos de octubre de 2024. Sin embargo, sus resultados subestimaron drásticamente la gravedad del evento. Mientras que las simulaciones del modelo global IFS estimaron acumulaciones máximas en 24 h de entre 150 mm y 200 mm, y el modelo regional de mesoescala AROME previó entre 175 mm y 250 mm, los registros reales reportaron acumulaciones históricas extraordinarias comprendidas entre 500 mm y 800 mm. Destacan ejemplos extremos como Turís, donde se alcanzaron los 771.8 mm, Chiva con 461 mm, o Chera con 405 mm [12].

Esta notable diferencia evidencia las limitaciones físicas y dinámicas que se presentan hoy a la hora de desarrollar y procesar los modelos matemáticos de predicción numérica. La simplificación de las variables físicas y de los datos (acción necesaria debido a las limitaciones actuales en la potencia de cálculo computacional de los procesadores) obliga a los modelos a trabajar dividiendo el territorio en celdas que no permiten predecir con exactitud fenómenos a pequeña escala. Esto demuestra el déficit técnico de los modelos, ya sean globales o regionales, para parametrizar correctamente los procesos de convección, como ocurrió en Valencia. Además, la estacionariedad a la hora de precipitar la gran cantidad de humedad acumulada verticalmente agravó la situación porque la DANA descargó toda su potencia en Valencia, sin migrar apenas de área durante horas.

Por esto, en este proyecto se pretende destacar la necesidad de invertir en técnicas de investigación y desarrollo orientado a la física de la atmósfera. De esta manera, se podrán comprender en mayor profundidad los fenómenos que se desarrollan en un entorno sujeto

a tantas variables, de manera que se pueda aumentar el margen de anticipación ante un evento potencialmente catastrófico.

El episodio de Valencia señala la creciente exposición de determinadas regiones a fenómenos extremos que, según los registros históricos y las proyecciones climáticas, se volverán cada vez más frecuentes y severos. Si la temperatura global aumenta por el cambio climático, la evaporación y la acumulación humedad en la atmósfera aumenta, mientras que las corrientes en chorro polar se debilitan. La disminución en su fuerza provocará que se «escapen» meandros de aire frío que tiendan a girar sobre sí mismos por el efecto Coriolis, aislando y enfriando masas de aire húmedo. Al girar sobre sí mismas, estas masas tienden a permanecer estacionarias, agravando las consecuencias en la superficie terrestre.

Por este motivo, junto con la mejora en la previsibilidad física, resulta indispensable abordar la gestión del riesgo mediante la adaptación de las infraestructuras de cara al futuro.

En España, una estrategia efectiva frente a esta amenaza son las soluciones basadas en la naturaleza como la reforestación masiva en zonas montañosas del interior combinada con la creación de humedales o diques que retengan el agua en las laderas para ralentizar o detener el flujo de agua hacia las ciudades, y planificar la construcción de las mismas con materiales que favorezcan la absorción del suelo junto con sistemas de drenaje mejorados. Esta solución resulta óptima socioeconómicamente, favoreciendo la generación de empleo, y una mejora en la calidad de vida de los ciudadanos.

El salto entre los valores predichos y observados en octubre de 2024 evidencia la necesidad de disminuir las limitaciones de los modelos meteorológicos de cara a poder predecir con mayor anticipación y precisión otras posibles DANAs, u otros fenómenos atmosféricos. La adaptación es posible y necesaria, y puede marcar la diferencia entre el desastre y un futuro climático más seguro.

Bibliografía

[1] S. G. el al, «Assessing the Effects of Environmental Flows on Water Quality for Urban Supply», technical report, 2024. doi: https://doi.org/10.3390/w16111509.

[2] A. Jansà, «¿Qué es la gota fría?», 2004.

[3] AEMET, «Estudio sobre la situación de lluvias intensas, localmente torrenciales y persistentes, en la Península Ibérica y Baleares entre los días 28 de Octubre y 4 de Noviembre De 2024», technical report, 2024.

[4] M. F. León, «Las gotas frías/ DANAS: ideas y conceptos básicos», 2003.

[5] «Francisco García Dana, el meteorólogo», *El Pais*, 1984.

[6] K. Sharghi, «The Polar Jet Stream». [En línea]. Disponible en: https://svs.gsfc.nasa.gov/3864#section_credits

[7] H. B. E. B. R. d. J. W. D. C. E. E. F. E. G. A. G. J. H. N. M. S. M. W. P. J. R. P. R. L. Van Dijk A.I.J.M., «Global Water Monitor 2024, Summary Report», *Global Water Monitor Consortium*, 2025, [En línea]. Disponible en: https://agua.org.mx/wp-content/uploads/2025/01/GWM-Report-2024.pdf

[8] I. Lukačovič, «Windy». [En línea]. Disponible en: https://www.windy.com/

[9] «202410 - Lluvias - España», technical report. [En línea]. Disponible en: https://confluence.ecmwf.int/spaces/FCST/pages/462540289/202410+-+Rainfall+-+Spain

[10] E. Gascón y others, «Precipitaciones extremas en la región de Valencia de España», abr. 2025, [En línea]. Disponible en: https://www.ecmwf.int/en/newsletter/183/news/extreme-precipitation-spains-valencia-region

[11] technical report. [En línea]. Disponible en: https://saih.chj.es/enlaces

[12] «Informes de precipitación», technical report. [En línea]. Disponible en: https://saih.chj.es/informes

[13] J. Palau, «Meteorología y Climatología», 2024.

[14] «Termodinámica de la Atmósfera», technical report, 2022.

[15] S. Hautala, «The Pressure Gradient Force (PGF)», [En línea]. Disponible en: https://uw.pressbooks.pub/ocean285/chapter/the-pgf/

[16] M. Cervantes, «Análisis del efecto Coriolis y su influencia en la circulación global atmosférica», 2011, [En línea]. Disponible en: https://upcommons.upc.edu/server/api/core/bitstreams/41af0e6f-147c-4cc6-a43d-261c6a92ea0c/content

[17] *ECMWF Technical Memoranda*, n.º 852, 2019, doi: 10.21957/q392hofrl.

[18] «Datos y gráficos de presión. Fuente AEMET-Opendata», technical report. [En línea]. Disponible en: https://datosclima.es/Aemethistorico/Prestad.php

[19] «Escalas de viento y oleaje», technical report. [En línea]. Disponible en: https://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/maritima/escalas_de_viento_y_oleaje.pdf

[20] Oleksandra, «La guía completa de modelos meteorológicos: sistemas de predicción actuales», [En línea]. Disponible en: https://www.meteoblue.com/es/blog/article/show/40600_La+gu%C3%ADa+completa+de+modelos+meteorol%C3%B3gicos%3A+sistemas+de+predicci%C3%B3n+actuales

[21] P. C. of Earth y M. Sciences, «2b: Spectral Models: Riding the Atmospheric Wave», [En línea]. Disponible en: https://courses.ems.psu.edu/worldofweather/node/2112

[22] «Teoría de los modelos meteorológicos», [En línea]. Disponible en: https://content.meteoblue.com/es/investigacion-educacion/recursos-educativos/modelizacion--nmm

[23] ECMWF, «Section 8.1.9.2 Extreme Forecast Index - EFI», [En línea]. Disponible en: https://confluence.ecmwf.int/spaces/FUG/pages/673551296/Section+8.1.9.2+Extreme+Forecast+Index+-+EFI

[24] ECMWF, «Section 8.1.9.3 Calculating the Shift of Tails - SOT», [En línea]. Disponible en: https://confluence.ecmwf.int/spaces/FUG/pages/673551310/Section+8.1.9.3+Calculating+the+Shift+of+Tails+-+SOT

[25] D. Rodríguez, «Riesgos climáticos e inversiones en infraestructuras hidráulicas: reflexiones y propuestas tras la dana de Valencia.», 2024, [En línea]. Disponible en: https://documentos.fedea.net/pubs/fpp/2024/12/FPP2024-04.pdf

[26] C. C.-S. Et al, «Human-induced climate change amplification on storm dynamics in Valencia's 2024 catastrophic flash flood», 2026, [En línea]. Disponible en: https://doi.org/10.1038/s41467-026-68929-9

[27] D. Natalie, «How Cities Are Using Nature-Based Solutions to Tackle Floods», 2024, [En línea]. Disponible en: https://time.com/7202917/cities-nature-based-solutions-floods/

[28] J. Gregori, «Las lluvias catastróficas han provocado en 2024 miles de muertos en todo el mundo», 2025, [En línea]. Disponible en: https://cadenaser.com/nacional/2025/01/06/las-lluvias-catastroficas-han-provocado-miles-de-muertos-en-el-2024-en-todo-el-mundo-cadena-ser/