

Las lluvias intensas en la Comunidad Valenciana: Generalidades y causas

Antonio Rivera Nebot

Nota preliminar: El presente artículo constituye el apartado nº 2 del trabajo original del autor: “Riada en Valencia Octubre 1957”, publicado en la página web de Tiempo Severo en España (www.tiemposevero.es).

Independientemente de la percepción, identificación semántica o valoración, lo cierto es que en el territorio valenciano las precipitaciones intensas tienen consecuencias muy graves, debido por un lado a la naturaleza del propio fenómeno, a la configuración del territorio y, sobre todo, a que estamos en un territorio en el que la acción antrópica está muy presente, aspecto éste último que tiene como resultado la concentración de población, actividades, infraestructuras, etc., en determinadas áreas. La población tiende a concentrarse en áreas en las que son muy elevados los riesgos de que las precipitaciones intensas tengan sus efectos más devastadores.

Una de las características principales que definen las precipitaciones dentro de la Comunidad Valenciana es la variabilidad. Una variabilidad que se presenta tanto a nivel interanual, como dentro de los diferentes meses del año. Por ejemplo, dentro de la serie pluviométrica de 140 años de la ciudad de Valencia, los valores extremos de precipitación anual oscilan entre los 1288,7 l/m² de 1884 y los 183,3 l/m² de 1978. Por otra parte, y dentro de un mismo año, podemos encontrarnos meses como Octubre de 2007 con cantidades superiores a los 300 litros, seguido de Noviembre de 2007 con registros prácticamente inapreciables. De hecho, la ciudad de Valencia representa junto a Almería la ciudad de España donde el coeficiente de variación de la precipitación es más elevado.

El por qué de esta variabilidad hay que buscarla en el hecho de que escasas situaciones propician precipitaciones importantes, lo que condiciona enormemente las cantidades de precipitación a la aparición o no de dichas situaciones. El clima de la Península Ibérica está claramente influenciado por las circulaciones de tipo zonal predominantes en las latitudes medias y que, en una medida u otra, son responsables de un porcentaje alto de las precipitaciones recogidas en esta parte del planeta. Sin embargo, en la práctica totalidad de la Comunidad Valenciana, el mayor aporte pluviométrico está relacionado con temporales de Levante, que arrastran vientos húmedos procedentes del Mediterráneo. Estos vientos de componente Este suponen la quiebra del régimen de vientos del Oeste, conocidos desde la antigüedad por su regularidad en las regiones templadas del planeta. (Núñez, 2007)

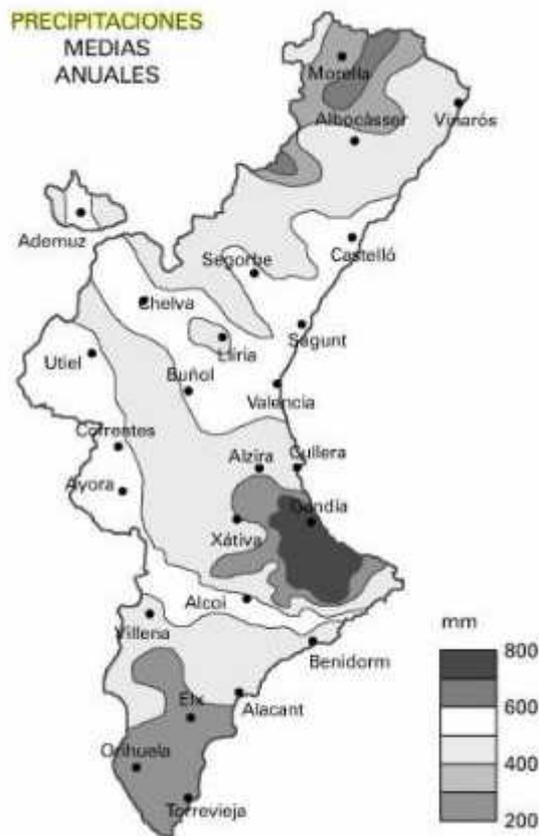


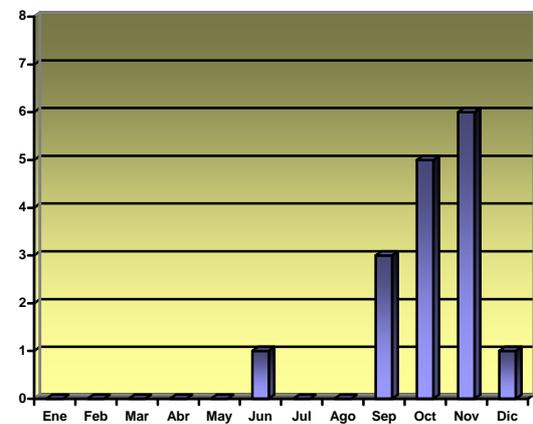
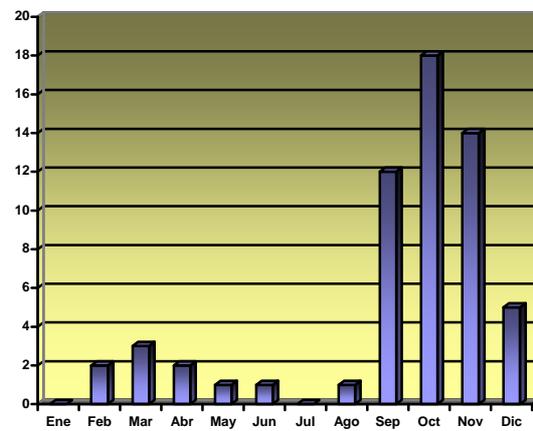
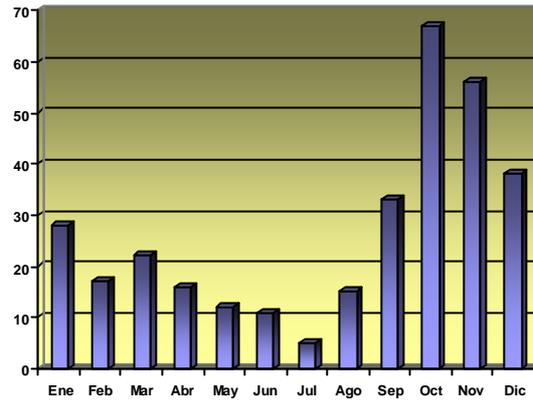
Fig. 1: Precipitaciones medias anuales Comunidad Valenciana
Fuente: El espacio valenciano. Una síntesis geográfica

Pero lo realmente interesante es la extraordinaria intensidad pluviométrica mostrada en determinados episodios. En cortos intervalos de tiempo se pueden llegar a recoger cantidades muy importantes de precipitación, incluso para periodos de retorno de pocos años, en gran parte del territorio. Destacan en este aspecto las comarcas de La Safor y La Marina Alta, y en cuanto las localidades, llamativo es el caso de Pego, donde se superan los 200 l/m^2 en 1 día cada 5 años.

En los treinta años que abarca el periodo 1971-2000 ha habido 320 días en los que se han superado 100 l/m^2 en algún observatorio de la Comunidad. De ellos, 193 corresponden a los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre.

Cuando nos referimos a episodios con más de 200 mm en 24 horas, en los 30 años (1971-2000) encontramos 59 días en los que se ha producido dicho fenómeno, destacando los meses de septiembre, noviembre y, sobre todo, octubre.

Para el caso de más de 300mm en 24 horas encontramos 16 días en el periodo 1971-2000, prácticamente todos ellos concentrados en los meses otoñales, salvo 2 casos aislados.



Figs. 2,3 y 4: Número de días al mes con precipitaciones superiores, en algún observatorio y en 24 horas, a 100, 200 y 300mm respectivamente (Comunidad Valenciana 1971-2000). Fuente: Alcover, Riesco, 2003.

Como se puede apreciar también en los gráficos anteriores, existe una muy marcada estacionalidad en cuanto a los fenómenos de lluvias torrenciales se refiere. De hecho, si atendemos a los registros históricos de grandes inundaciones de la ciudad de Valencia, alrededor del 50-60% se dan en octubre, del orden del 25-30% en septiembre, alrededor del 10-15% en noviembre y prácticamente no hay ninguna fuera de estos meses.

Como sucede casi siempre que analizamos un fenómeno meteorológico complejo, es difícil encontrar una causa única a partir de la cual se origine dicho fenómeno, y muchas veces, es la suma de varias causas las que al coincidir ponen en marcha el fenómeno en sí.

En la mente de los valencianos, el término “gota fría” es sinónimo de catástrofe y de lluvias torrenciales; es decir, que en el léxico popular, se ha dejado de lado el significado meteorológico original del término para indicar ahora cualquier situación de lluvias intensas, independientemente que se dé dicho fenómeno meteorológico o no. Esta es una de las razones por la que desde hace varios años se utilizan otros términos para nombrar estas situaciones meteorológicas sin alertar a la población. Hoy en día, es más aceptado a nivel institucional y de la mayoría de los profesionales el término **DANA** (Depresión Aislada en Niveles Altos) que podríamos definir, según Martín León, como “una depresión cerrada en altura que se ha aislado y separado completamente de la circulación asociada al chorro, y que se mueve independientemente de tal flujo llegando, a veces, a ser estacionaria o, incluso, retrógrada”. Las DANAs, a lo largo de su ciclo de vida pueden llegar a tener reflejo a 850Hp e incluso en superficie, pudiéndose llamar en estos casos borrascas frías aisladas. (Martín León, 2003).

Los procesos que ocasionan embolsamientos o depresiones frías en altitud se relacionan con una pérdida de velocidad de la corriente en chorro. En efecto, cuando el índice de circulación zonal es elevado, es decir, cuando la velocidad del *jet stream* excede de 150 km/h, las líneas de flujo son rectilíneas. Cuando la velocidad se sitúa entre 150 y 70 km/h, el chorro meandrizo, dibujando crestas y valles planetarios. Si la velocidad se reduce aún más, por debajo de 70 km/h, las sinuosidades se acentúan y puede producirse entonces el estrangulamiento de isohipsas, originando una baja desprendida o embolsamiento de aire frío.

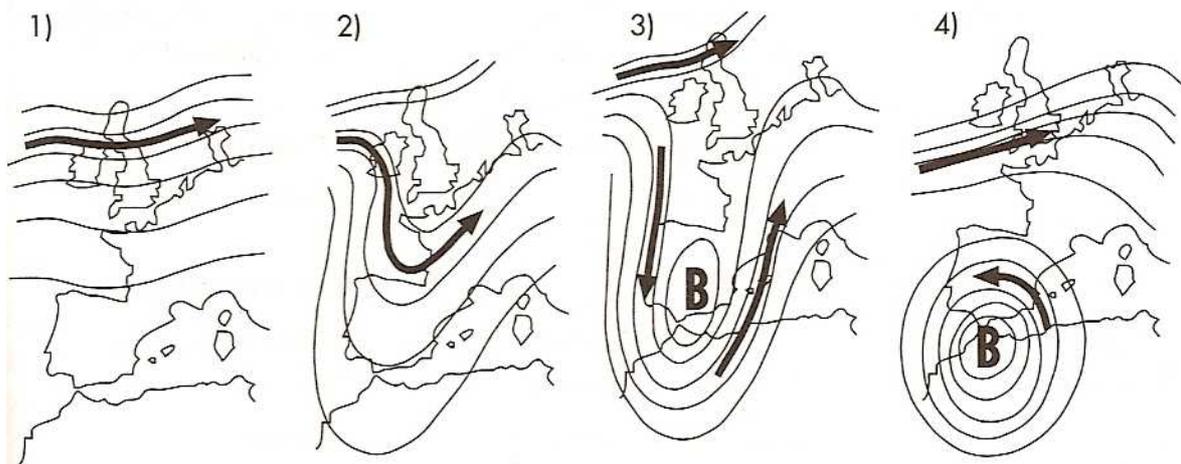


Fig. 5: Génesis de una Dana/Gota fría: 1) Vientos del oeste y chorro polar con índice de circulación alto. 2) Ondulación del chorro y de la corriente general del oeste, con formación de una amplia vaguada. 3) Profundización de la vaguada, con progresivo descenso hacia el sur del aire frío de latitudes superiores. 4) Estrangulación de la vaguada y aislamiento de la gota fría dentro del aire cálido, y reconstrucción del chorro hacia el norte (según Llasat, 1991)

Una repercusión importante de esta irrupción de aire anormalmente frío en los niveles superiores es la exageración del gradiente térmico estático en la vertical, que favorece los ascensos. No falta tampoco un mecanismo dinámico, concretado generalmente en la instalación de un campo de divergencia por difluencia en la rama ascendente de la vaguada que envuelve a la depresión fría. Esa divergencia provoca un efecto de succión, y, por ende, potencia los ascensos.

Para que quede claro que no existe una relación directa entre la aparición de una DANA o gota fría y la existencia de un periodo de lluvias intensas, basta con comprobar el número medio anual de casos de DANAs en el Sur y Suroeste peninsular para el periodo 1989-99 para cajas de 5°x5° (Cuevas). Para empezar, el número máximo de DANAs se da en primavera e invierno, y no en otoño como se podría pensar. Por otro lado, el número medio de DANAs que se sitúan en dicha zona a lo largo del año es muy superior al número de episodios de precipitaciones intensas. De todo ello deducimos que las DANAs no son exclusivas del otoño y no siempre están relacionadas con precipitaciones torrenciales en algún punto de la Comunidad Valenciana.

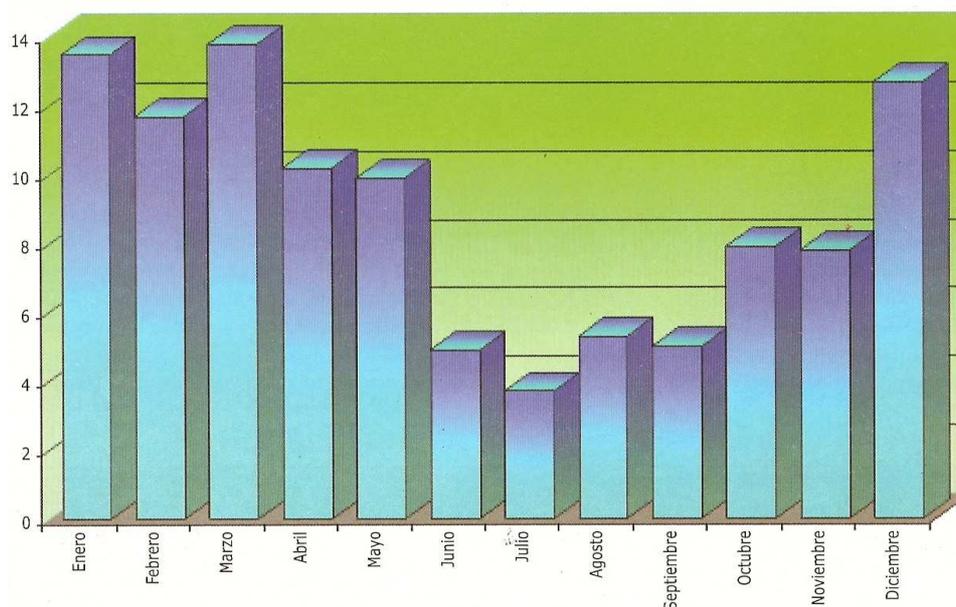


Fig. 6: Número medio anual de casos de DANAs en el periodo 1989-99 para cajas de 5°x5° en el sur y suroeste de la Península Ibérica. Fuente: "Estadística de depresiones aisladas en niveles altos" (Cuevas)

Por otro lado, también es cierto que la ocurrencia de fuertes lluvias no siempre lleva consigo la presencia de una DANA en altura, sobre todo en determinadas zonas de la Comunidad Valenciana donde la orografía juega un papel importante (zona Sur de Valencia y Norte de Alicante), y un simple flujo marítimo que se inestabilice es capaz de producir en ocasiones lluvias importantes. También podemos tener evidentemente situaciones de lluvias importantes bajo situaciones sinópticas totalmente distintas, como por ejemplo tormentas veraniegas. Según un estudio del CEAM (Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo), de los 31 eventos de lluvias importantes en la Comunidad Valenciana en el periodo 1971-2000 (más de 125 l/m² en al menos 6 observatorios), solo en 9 casos existía la presencia de una DANA.

Resumiendo: Ni todas las situaciones de DANA producen lluvias importantes, ni todas las situaciones de lluvias importantes tienen la presencia de una DANA en altura.

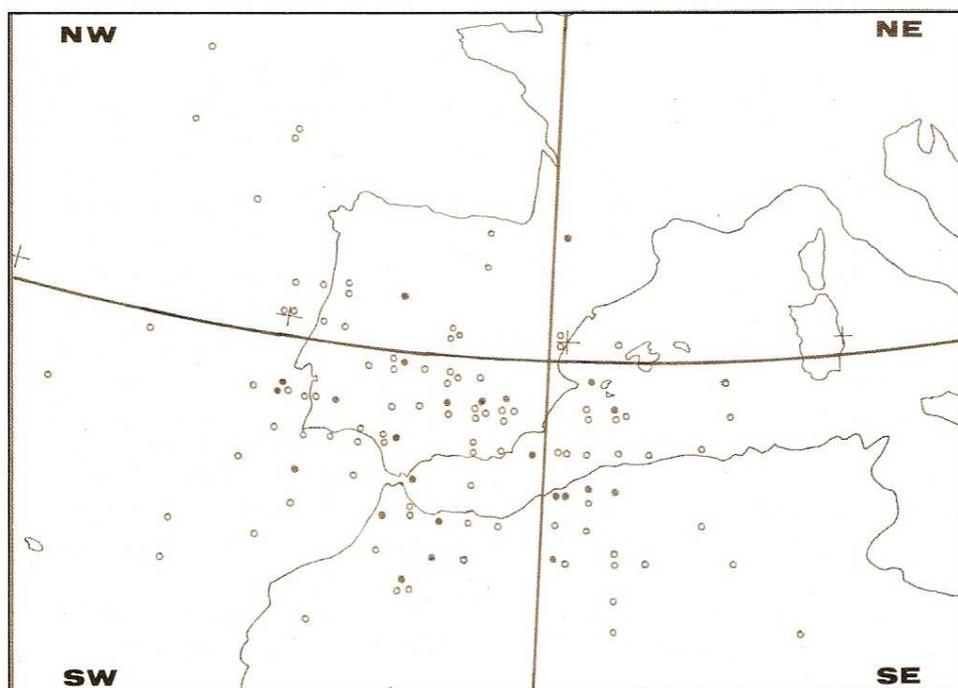


Fig. 7: Posición de mínimo de geopotencial en 500 hPa en los 119 casos de precipitación intensa debida a la presencia de una baja aislada o formas de transición, en el periodo 1976-1990. Los puntos sin relleno corresponden a los episodios con más de 100 mm en un día y los puntos con relleno a los de 200 mm en un día. Los ejes siguen las coordenadas 39,5°N; 0,5°W. Se aprecia que la gran mayoría de las bajas se sitúan al suroeste del área analizada (Fuente: Armengot, 1993)

Hace falta hacer un matiz geográfico importante, ya que en aquellas zonas en las que la orografía no es un factor tan determinante, sí que adquiere la presencia de DANAs una importancia capital a la hora de producirse lluvias intensas. Por ejemplo, en la ciudad de Valencia, situada en un espacio abierto lejos de la influencia montañosa, los episodios de lluvias extraordinarias van unidos a la presencia de DANAs.

Cuando las DANAs son capaces de generar en superficie un flujo marítimo mediterráneo inestable sobre el Este de la Península es cuando, dependiendo de los ingredientes atmosféricos en capas bajas, se pueden esperar precipitaciones intensas sobre la zona.

La aparición de una **advección con largo recorrido marítimo**, es por tanto fundamental. Las situaciones de precipitación intensa requieren de forma necesaria una advección que las alimente en los niveles atmosféricos inferiores. Esto muestra la inoperancia de situaciones de nula componente dinámica en niveles medios-bajos. Se refuerza con ello la visión de estos episodios como complejos procesos dinámicos, en los que son globalmente ineficientes los mecanismos puramente termodinámicos, por muy potentes que sean. Esta condición de la existencia de un flujo marítimo se hace absolutamente necesaria para aquellos episodios de precipitaciones muy intensas, con cantidades totales superiores a los 200 l/m². Por el contrario, las precipitaciones intensas

sin advección marítima en capas bajas, no suelen rebasar los 100 l/m^2 en un día (Armengot 2002). Ahora bien, en algunos casos, especialmente con irrupciones frías en altura durante el verano, pueden llegar a surgir con flujo sinóptico terral en las capas inferiores de la atmósfera precipitaciones puntualmente próximas o incluso algo superiores a esos 100 l/m^2 . Estas precipitaciones justifican normalmente su presencia en la existencia de importantes forzamientos en capas medias-altas, afectando a áreas más bien reducidas. En ocasiones, su intensidad puede llegar a ser incluso torrencial y, en consecuencia, sus efectos ser muy notables. (Alcover 2003)

En capas bajas, los vientos de origen marítimo se encauzan bien por un anticiclón situado en el continente europeo, con lo que la advección es relativamente fría, bien por un centro de bajas presiones en el sur de la Península o norte de África, con lo que la advección resulta relativamente cálida; o bien, por ambos centros de acción acoplados. Para el caso de la ciudad de Valencia o la zona Norte de la provincia de Valencia, es más importante la presencia de la baja en el Norte de África que canaliza una masa de aire relativamente cálida. Esto ocasiona una mayor exigencia a la hora de conseguir que se produzca un estrato saturado hasta al menos la superficie de 850 hPa, condición necesaria para las fuertes lluvias, debido a la mayor capacidad que tiene el aire cálido para contener vapor de agua. Si la advección es una masa tropical, lo significativo en este caso es que se forme un nivel de inversión que actúa como tapadera convectiva, contribuyendo por un lado al transporte de humedad a largas distancias, y por otro a que la convección se centre en determinadas áreas, allí donde desaparece el efecto tapadera y, por tanto, se producen las precipitaciones intensas. Éstas áreas coinciden o bien con el límite con las masas de aire relativamente frío (zonas frontera), o bien con zonas en las que se produce el disparo orográfico.

La masa de aire tiende a modificar sus características al invadir el área ocupada por el mar Mediterráneo. Como es lógico, la presencia de una importante masa de agua relativamente cálida (sobre todo después del verano) supone que el principal cambio que se produce es el trasvase por evaporación de grandes cantidades de humedad y calor latente a los niveles superficiales de las masas de aire que acceden a la cuenca mediterránea. La consecuencia inmediata es un fuerte incremento de la inestabilidad potencial y convectiva de dichas masas. Las grandes cantidades de energía convectiva almacenada en forma de calor en el agua marina constituye uno de los motivos principales por los que la cuenca mediterránea es un ámbito especialmente proclive a los procesos de ciclogénesis, sobre todo en otoño e invierno.

Por tanto, el Mediterráneo es capaz de generar una masa de aire propia, Mediterránea, con un espesor de aire cálido, húmedo e inestable que puede llegar hasta los 2 km de altura.

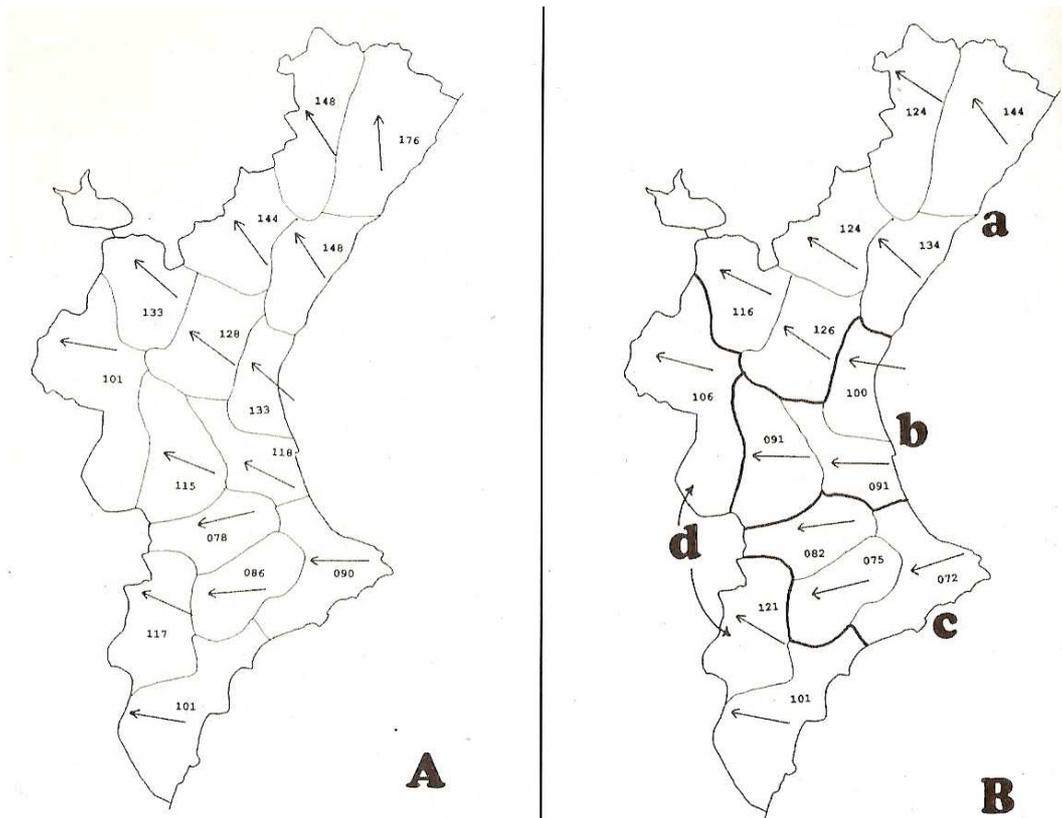


Fig. 8: Vector medio del flujo en los casos de lluvia intensa, en las distintas zonas de la Comunidad Valenciana, A) en 850 hPa, B) en superficie (Fuente: Armengot, 1993)

En cuanto a la **temperatura del agua del mar**, su importancia es relativa, siendo más importante la diferencia de temperatura entre la masa de aire y la propia temperatura de agua. Aunque, bien es cierto que un mar cálido ofrece más energía y, por tanto, las precipitaciones pueden ser potencialmente más intensas que cuando está frío. Diferencias de temperatura entre la masa de aire y el mar de unos 5 a 7 °C al menos, son necesarios para que se produzcan recargas suficientemente importantes. El mar se comporta, por tanto, como cálido o frío dependiendo de la temperatura de la masa de aire que lo sobrevuela. En otoño, debido a la inercia térmica que posee el mar, la temperatura de la superficie es aún elevada, lo que explica la alta explosividad de las situaciones inestables en esa época del año.

Además de esta condición de inestabilidad, hay que añadir, durante el otoño, un marcado desfase térmico mar-tierra a favor del primero; ello significa que ese aire mediterráneo que penetra en los sectores costeros puede hacerlo con una ventaja térmica de 6 ó 7 °C, la cual propicia los ascensos.

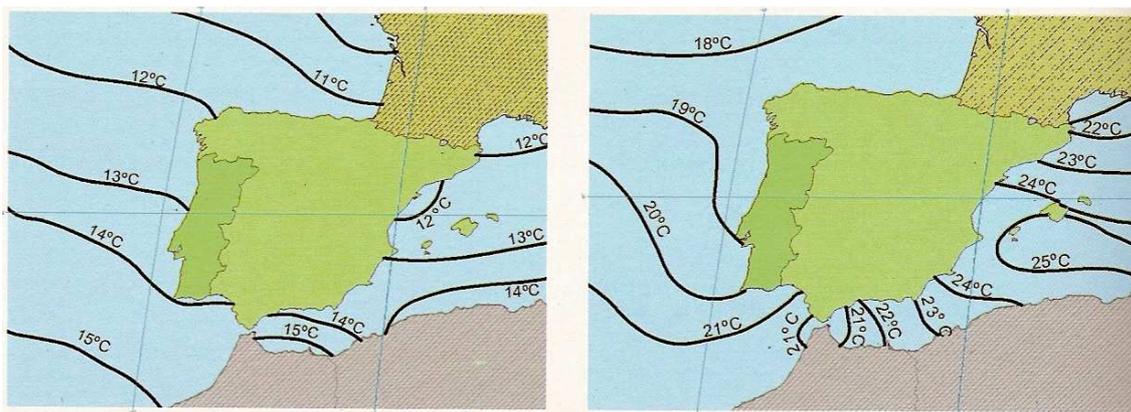


Fig. 9: Temperatura del agua del mar en febrero (izquierda) y agosto (derecha).
Adaptado del Atlas de climatología marina por José Ángel Núñez.

A pesar de las evidentes variaciones que la temperatura del agua del mar sufre entre unos años y otros, podemos dar como significativos los siguientes rangos de temperaturas entre los que el mar se mueve entre los meses de septiembre y noviembre, que recordemos son los meses donde son mayores los riesgos de lluvias importantes de origen mediterráneo.

TEMPERATURA DEL AGUA DEL MAR (SST) EN EL GOLFO DE VALENCIA		
SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE
22/25 °C	20/22 °C	17/19 °C

Ayuda también mucho que ese aire posea gran número de **núcleos de condensación**, y eso es lo que puede aportar, en el caso de la fachada oriental de España, un aire supramediterráneo, conducido por gregales, levantes o sirocos, que no solo contiene sal marina que permanece en suspensión tras la evaporación, sino polvo sahariano, como es el caso del aire Tc en origen, que llega a la costa mediterránea favorecido por la presencia de una baja en superficie situada al sur de la península.

Otro de los factores importantes a la hora de intentar explicar el porqué suceden estas lluvias tan importantes en la Comunidad Valenciana es el **factor orográfico**. La orografía actúa como elemento de disparo de las precipitaciones al obligar a ascender las masas cargadas de humedad, y, por tanto, a condensar el vapor de agua que contienen. Por tanto, inician o incrementan el poder de convección. Por otro lado, también desarrolla otro papel importante, ya que es capaz de retener grandes núcleos de precipitación activos, provocando sistemas cuasi-estacionarios, favoreciendo la descarga de grandes cantidades de agua en los lugares favorables. La Comunidad Valenciana posee diferentes zonas con unas características orográficas muy favorables debido a la orientación de las montañas del litoral y del prelitoral. En particular, hay tres unidades de relieve que están especialmente asociadas al carácter torrencial de las precipitaciones, como son el extremo oriental de las sierras del Pre-Bético, las alineaciones montañosas del Sistema Ibérico en las comarcas del norte de la

Comunidad, y el extremo oriental del Sistema Bético (Sierra de la Carrasca). En el caso concreto del norte de la provincia de Valencia, la exposición de las montañas del Sistema Ibérico a los flujos de componente Este, así como la forma de valles fluviales como el Alto Turia, Mijares o Palancia, contribuye a canalizar los flujos del SE o del ESE.

El factor orográfico es por tanto especialmente importante en el litoral levantino donde la configuración de las sierras, cuyas estribaciones se extienden paralelamente a la costa, con su concavidad más o menos acusada, mirando hacia el Este, y con la complejidad de pasillos encauzadores de viento, ofrecidos por las numerosas pequeñas cuencas fluviales, resulta de gran eficacia en la intensificación de la convección y consecuente localización de los máximos de precipitación, sobre todo cuando, como ocurre con las lluvias torrenciales más importantes, la masa de aire Mediterráneo, húmeda y cálida, potencialmente inestable, fluye desde el mar hacia la península.

De percutores también pueden hacer los valles que se estrechan aguas arriba, desencadenando convergencias por confluencia. Tampoco cabe olvidar los campos de presión en superficie; siempre que exista, por el motivo que fuere, una rotación ciclónica, ésta propicia convergencia y disparo en la vertical del aire inestable. También son importantes las convergencias de aire que se suelen producir por el rozamiento cuando el aire penetra en tierra.

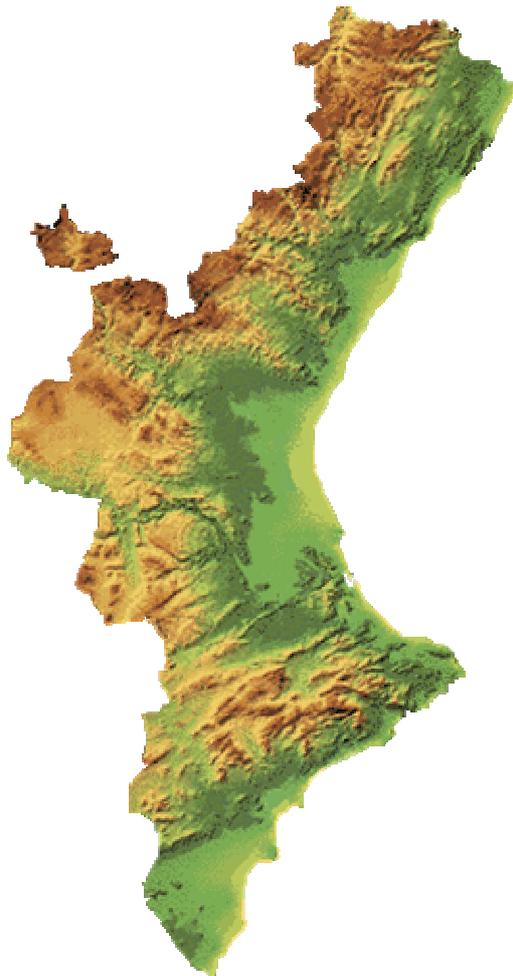


Fig. 10: Mapa físico de la Comunidad Valenciana donde se aprecia la orientación de las montañas del litoral y pre-litoral, así como la orientación de los principales valles fluviales.

En definitiva, para conseguir la elevación de una masa cálida y húmeda de procedencia marítima en niveles bajos, necesitamos por un lado de la existencia de una cierta inestabilidad, y por otro, de mecanismos de disparo. La primera representa la cantidad y la calidad de combustible disponible, y los segundos dan cuenta del elemento final desencadenante del episodio pluviométrico.

Parece que los factores termodinámicos en las capas inferiores ejercen un papel preponderante en la generación de lluvias intensas de origen marítimo mediterráneo. Así, una de las tareas principales a la hora de la previsión será la estimación de la inestabilidad disponible, de naturaleza puramente termodinámica. Ahora bien, algunos aspectos dinámicos son muy importantes, no sólo en la intensificación de las corrientes ascendentes, sino también a la hora de disparar y focalizar la convección.

A la hora de estimar la inestabilidad, en la práctica, se intenta determinar sobre el mar y en situaciones de advección marítimo-mediterránea, la inestabilidad termodinámica del estrato teórico bajo (superficie-850 hPa), en función de su diferencia térmica vertical y de la humedad disponible. Posteriormente se ve si hay conexión con aire frío en altura, a partir de la diferencia de temperatura entre 850 y 500 hPa.

Para ello se ha desarrollado en el GPV de Valencia un índice adimensional, **MDI (Mediterranean Index)**, para prever la potencial peligrosidad termodinámica de las situaciones de flujo marítimo en capas bajas:

$$\text{MDI} = -16.86 + 0.48 * (\text{SST} - \text{T}_{850}) + 0.42 * \text{Td}_{925} + 0.50 * (\text{T}_{850} - \text{T}_{500}) + f(\text{HR}_{850})$$

Donde $f(\text{HR}_{850}) = -3.76 + 0.045 * \text{HR}_{850}$.

Td_{925} : Temperatura de rocío en 925 hPa

SST: Temperatura del agua del mar

T_x : Temperatura en la superficie isobárica x.

HR_{850} : Humedad relativa en la superficie isobárica 850 hPa.

MDI	GRADO DE INESTABILIDAD
< -1	Gran estabilidad
[-1,1)	Indiferencia
[1,3)	Ligera inestabilidad
[3,5)	Ligera a moderada inestabilidad
[5,7)	Acusada inestabilidad
[7,9)	Notable inestabilidad
≥ 9	Extrema inestabilidad

- **SST-T₈₅₀**: Esta variable es sumamente importante. Nos indica la inestabilidad exclusivamente térmica (contraste entre la masa de aire a unos 1.500 metros y la superficie del mar).
- **Td₉₂₅**: Confiere una idea a cerca de la cantidad de “combustible” disponible.
- **T₈₅₀-T₅₀₀**: A mayor diferencia, mayor será la inestabilidad termodinámica global, pudiendo aparecer desarrollos convectivos de gran espesor.

Veamos ahora las condiciones ideales termodinámicas para la formación de precipitaciones intensas en cualquier época del año (Alcover2003):

- **HR₈₅₀>80%** Condición absolutamente indispensable
- **SST-T₈₅₀>9 °C** Valores superiores a 14 ó 15 son muy inestables
- **Td₉₂₅>6 °C** Gran peligrosidad cuando se superen los 11°C
- **T₈₅₀-T₅₀₀>23 °C** Condición no siempre necesaria

Además, cuanto mayor sea la temperatura media del estrato bajo inestable, mayor peligrosidad. Se ha confirmado que valores de $(T_{850} + SST)/2$ superiores a 15 °C son los típicos de las situaciones otoñales con lluvias muy intensas de origen marítimo mediterráneo.

Por tanto, y resumiendo, a la hora de estimar la intensidad de las precipitaciones debemos valorar tres elementos básicos presentes en mayor o menor medida en la atmósfera: (Alcocer 2003):

- **Inestabilidad termodinámica global** (fundamentalmente la ligada al “estrato bajo inestable” y la posible conexión con bolsas frías en capas medias)
- **Forzamientos dinámicos** (difluencias y forzamientos en capas medias, convergencias dinámicas en capas bajas, zonas frontera, orografía,...)
- **Características del flujo en niveles bajos** (tales como la disposición óptima del flujo en capas bajas y altas, y la persistencia y recorrido del flujo atmosférico sobre el mar en los niveles inferiores, así como su intensidad)

Las distintas combinaciones posibles que pueden generarse en la realidad a partir de los elementos básicos disponibles, determinarán las características de las lluvias registradas.

A continuación se verán algunos parámetros interesantes y sus valores ideales de referencia para la generación de lluvias intensas de origen marítimo en la época más favorable, finales de verano-otoño (Alcover, Riesco, 2003).

- La diferencia (SST-T₈₅₀) debe ser de al menos 9 ó 10 °C. Cuanto más grande, por supuesto, mayor inestabilidad térmica en el estrato bajo. Siempre que se supere ese valor umbral, cuanto más alta sea la temperatura del agua del mar, mejor. En principio, los valores de SST superiores a 20 °C son óptimos. Ello no implica que en otras épocas del año no pueda haber precipitaciones muy intensas de origen marítimo, ya que la condición indispensable es que el mar se comporte lo más cálido posible respecto a la masa que lo sobrevuela. Las irrupciones muy frías en primavera son enormemente inestables aun con mar no muy cálido en términos absolutos.

- La temperatura en superficie de las zonas afectadas suele estar próxima a los 20 °C o por encima durante la época más peligrosa (finales de verano y principios de otoño)
- Embolsamientos de aire frío en altura, con temperaturas en 500 hPa con gran rango de variabilidad dependiendo de si la situación se da a finales de verano (con valores en general próximos a -12 °C o inferiores) o si se da a finales de otoño (con temperaturas en torno a -20 °C). Un elemento clave es la diferencia térmica entre las superficies isobáricas de 850 y 500 hPa. Cuanto mayor sea esta diferencia mayor capacidad de conexión habrá entre la inestabilidad del estrato bajo con la inestabilidad de las capas medias, lógicamente a expensas de los valores de otra variables.
- Largo recorrido marítimo de la masa de aire en capas bajas, que haga que se lleguen a alcanzar humedades relativas en 925 y 850 hPa superiores al 80%. Se ha visto que es fundamental para la aparición de lluvias intensas la saturación de la masa de aire al nivel de 850 hPa.
- Un elemento importante, aunque obviamente no imprescindible, es la presencia de una advección cálida en los niveles inferiores de la atmósfera. Cuanto mayor sea dicha advección, mejor, siempre que el estrato bajo siga siendo inestable termodinámicamente y presente un alto grado de saturación.
- En 850 hPa es conveniente que la temperatura sea próxima o superior a 10 °C, con puntos de rocío bastante cercanos.
- La inestabilidad estático-húmeda y la convergencia del flujo de humedad en 925 hPa toman valores bastante destacables en las zonas afectadas.
- En la superficie isobárica de 925 hPa la proporción de mezcla deberá aproximarse mucho o superar valores de 9 g/Kg. Además, su temperatura de rocío en los episodios de precipitaciones más intensas suelen alcanzar, al menos 11 °C
- La inestabilidad suele ser bastante acusada, estando los índices TT y K próximos a 50 y 30 respectivamente. Los valores de inestabilidad latente (indicadas por el CAPE) no suelen ser muy altos en los momentos de convección ya disparada. En las lluvias cálidas los valores son muy poco destacables. En episodios de convección profunda, valores superiores a 500 J/kg nos dan cierta seguridad acerca de la presencia de una gran inestabilidad termodinámica global.
- Los sondeos termodinámicos muestran un perfil muy húmedo en un gran espesor que parte de superficie. El contenido de agua precipitable es alto. En los episodios de grandes precipitaciones toma valores próximos o incluso superiores a 30 mm.

Bien es cierto que si buscamos el causante último de lluvias intensas y torrenciales lo encontramos en los grandes focos nubosos que algunos autores han definido como “sistemas nubosos mediterráneos” (*Alcover, Riesco*). Bajo este nombre quedarían englobados desde los sistemas convectivos hasta aquellos en que no existe convección o bien ésta no es el principal ingrediente, ya que los efectos que producen ambos tipos de

sistemas pueden ser en muchos casos de magnitudes similares en cuanto a pérdidas de bienes materiales y/o humanos.

Por tanto, y en contra de lo que podría parecer, no son sólo los grandes sistemas convectivos los capaces de producir las grandes precipitaciones, sino que nos encontramos con situaciones en las que a pesar de no haber apenas convección, se pueden recoger grandes cantidades de lluvia.

Estos sistemas asociados a convección poco profunda suelen estar constituidos por nubes cálidas, presentando topes nubosos con temperaturas no muy frías y que generan casi exclusivamente precipitación líquida, con un número reducido de rayos y ausencia de granizo. La intensidad en episodios de lluvias cálidas suelen oscilar entre moderada y muy fuerte, y mantenida durante largos intervalos de tiempo, aunque puntualmente la intensidad puede llegar a ser torrencial. Estas situaciones están asociadas a un intenso flujo en niveles troposféricos bajos, que advecta una masa de aire que se ha inestabilizado por contacto con la superficie del agua del mar y que son forzadas a ascender al encontrarse con las barreras montañosas del litoral, a pesar de encontrarnos en situaciones en las que el parámetro CAPE (energía convectiva disponible) es poco significativo o incluso nulo. El GPV de Valencia suele utilizar el término “Lluvia advectiva” para referirse a este tipo de precipitaciones.

Dentro de los sistemas fundamentalmente convectivos podemos encontrar tres tipos atendiendo a su extensión y a su organización: (*Alcover*)

- “Pequeños” sistemas convectivos: de dimensión espacial de menos de 100 km y que, incluso, pueden presentar sólo convección somera (con escaso o moderado desarrollo vertical), pero generando precipitaciones muy intensas. Ejemplos fueron los que tuvieron lugar el 11 de septiembre de 1996 (500 mm en La Safor) y el del 9 de septiembre de 2001 (250 mm en L’Horta).
- Sistemas Convectivos de Mesoescala: típicas estructuras mesoescalares de al menos 100 km en alguna dirección y que presentan en algunas fases y lugares, convección profunda. Todos los otoños se observan en zonas cercanas al litoral mediterráneo peninsular.
- Supercélulas: sistemas altamente organizados y que pueden presentar al mismo tiempo severidad y eficiencia. Ejemplos de supercélula son la del 1 de mayo de 2001 y la del 11 de octubre de 2001.

Por tanto, las **supercélulas** son las estructuras convectivas más evolucionadas que se conocen. Su presencia está directamente relacionada con la aparición de tiempo con características “severas” en superficie. Por tanto, suelen presentar uno o alguno de los siguientes fenómenos en superficie: lluvias intensas, granizo grande, rachas muy fuertes de viento y/o tornados. Una supercélula consiste básicamente en una tormenta con un largo ciclo de vida, que presenta una corriente vertical muy intensa y en rotación. La característica fundamental es la existencia de un mesociclón en niveles medios. Se forman en entornos muy inestables termodinámicamente, y con notable cizalladura vertical del viento. En la zona de la Comunidad Valenciana suelen estar normalmente vinculadas a la presencia de un flujo cálido-húmedo en niveles bajos de origen marítimo, y baja o vaguada en niveles altos. Debido a la necesidad de aparición de estos

aportes inestables, la época más propicia para la generación de supercélulas la encontramos a finales de verano y durante el otoño, aunque pueden también aparecer en primavera-verano. Hay que tener presente el hecho de que solo un pequeñísimo número de supercélulas lleva asociado uno o varios tornados y que, además, no todos los tornados proceden de supercélulas. El pronóstico de aparición de supercélulas es harto complicado, si bien pueden conocerse ciertos entornos favorables para su formación (gran inestabilidad y cizalladura, etc...). En cuanto a su detección, cabe señalar que también puede ser bastante difícil y, en todo caso, se necesita fundamentalmente de la utilización del radar (modo Doppler). En realidad no presentan una gran frecuencia de aparición, pero sus efectos son altamente perniciosos.

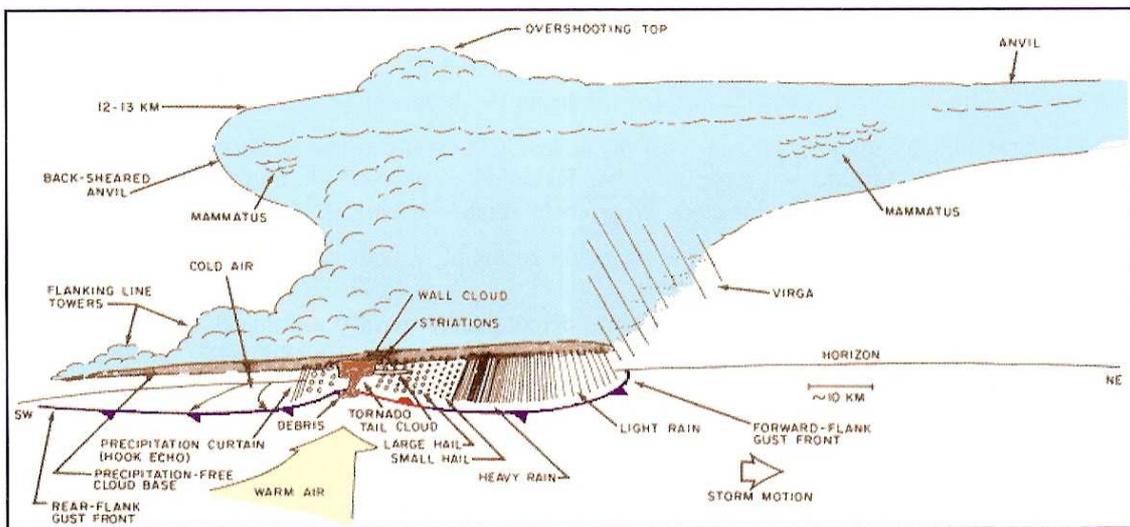


Fig. 11: Supercélula con un tornado y precipitación (Fuente: NSSL)

Pero indiscutiblemente, los grandes protagonistas dentro de los sistemas nubosos mediterráneos, tanto por su espectacularidad como por su mayor protagonismo a la hora de producir lluvias intensas son los denominados **Sistemas Convectivos de Mesoescala**. Este término es una variación de los denominados Complejos Convectivos de Mesoescala (CCM), que fueron identificados por Robert Alan Maddox en 1980. Maddox utilizó este nombre para caracterizar las estructuras nubosas de grandes dimensiones que se forman, en primavera y, sobre todo, en verano, sobre las grandes llanuras de los Estados Unidos. Maddox definió estas estructuras convectivas aisladas manejando criterios de duración, apariencia y tamaño, a partir de la observación de imágenes infrarrojas del satélite geoestacionario norteamericano GOES. En esencia, se habla de un CCM cuando la superficie incluida bajo la temperatura de $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$ (tope frío en la alta troposfera) en estas estructuras nubosas supera 150.000 km^2 (con 50.000 km^2 con una temperatura inferior a $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$). Para darnos cuenta de lo que supone dicho tamaño, recordemos que una tormenta multicelular de grandes dimensiones no suele superar los 14.000 km^2 . Otro criterio de caracterización manejado por Maddox es la excentricidad; es decir, la relación entre los ejes mayor y menor del área nubosa, que debe ser mayor o igual a 0.7 en el momento de máxima extensión. Por último, según Maddox, un CCM debe de mantener al menos durante 6 horas las condiciones de extensión de tope fríos y excentricidad indicados.

El estudio de las estructuras nubosas convectivas que afectan al área mediterránea determinó que éstas se comportaban igualmente activas a los analizados por Maddox, pero ocupando una menor dimensión. Es entonces cuando surge el término Sistemas Convectivos de Mesoescala y que podríamos definir, según AEMET, como aquellas estructuras convectivas que a lo largo de su vida alcanzan un eje mayor superior a 100 km, considerando como límite del SCM la zona continua de topes de nubes con temperaturas inferiores a $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$. Estos SCM son uno o dos órdenes de magnitud (en cuanto a tamaño y duración) superiores a las tormentas corrientes, pero, además, su característica más importante es que poseen un grado de organización y estructura interna dentro de la mesoescala que hace de ellos elementos que evolucionan con su propio ciclo de vida y que interactúan con el ambiente sinóptico que los rodea, llegando incluso a modificarlo.

Tan solo una pequeña parte de los SCM que aparecen en el Mediterráneo Occidental poseen grandes extensiones de topes fríos en infrarrojo, cumpliendo las condiciones de Maddox. El primero que se detectó en Europa fue el que produjo la famosa pantanada de Tous, el 20 de Octubre de 1982.

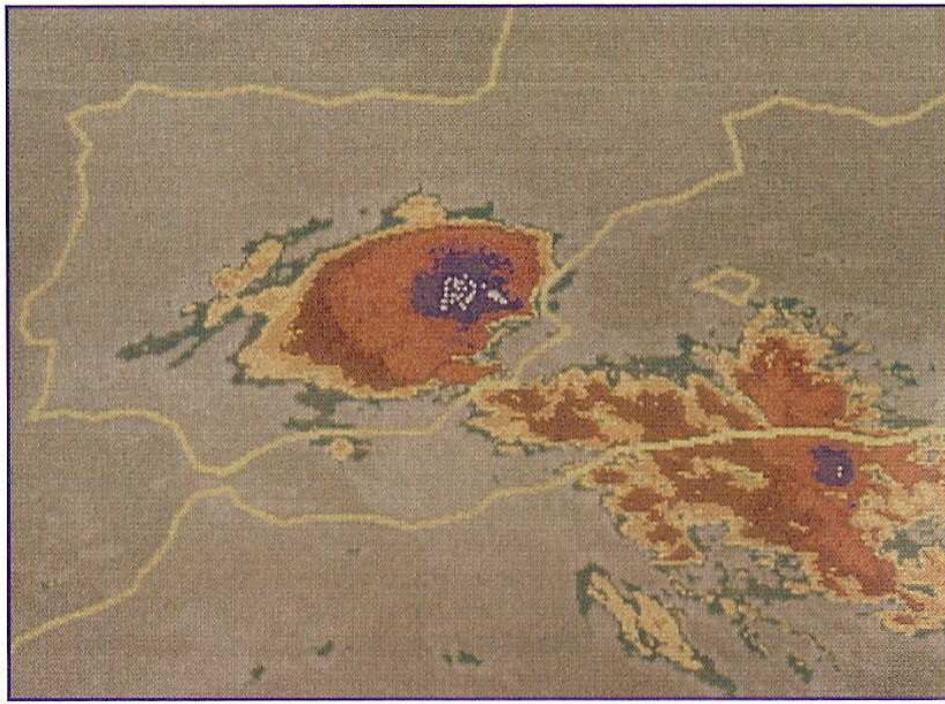


Fig12: Complejo Convectivo de Mesoescala responsable de la “pantaná” de Tous (20/oct/82) visto por el canal IR (Meteosat). (Rivera, 1990)

En cuanto a la formación posible de estos fenómenos, los modelos proporcionan en general de manera adecuada la evolución a escala sinóptica a corto plazo y que pueden usarse para delimitar zonas donde es posible la formación de estos sistemas, pero se sabe muy poco sobre cuales son los elementos que hacen que en un momento determinado se de el salto cualitativo de pasar de una convección generalizada a una focalizada y organizada. Los modelos fallan a la hora de reproducir estos fenómenos debido a la deficiente resolución y parametrización.

La importancia que, tanto en su aspecto meteorológico como climatológico, tienen estos sistemas, justifica el que su estudio haya pasado a ocupar un lugar primordial en las funciones investigadoras y operativas del INM (actual AEMET), cuyos resultados fueron analizados por R. Riosalido en 1991 y 1998. Añadimos algunas conclusiones de Alcover y Riesco 2003:

- Aunque en su fase inicial la estructura del sistema tienda a tener una forma bastante circular, suelen adquirir un aspecto más alargado a medida que aumentan de tamaño, habiéndose adoptado como criterio para identificarlos como SCM cuando su eje mayor supera los 100 km, quedando comprendido entre los 200 y 300 km en la mayoría de los casos, aunque algunos pueden llegar a sobrepasar incluso los 500 km. El área ocupada por los sistemas en su fase de máximo desarrollo queda comprendido, aproximadamente, entre los 25.000 y los 75.000 km².
- En su posición inicial, los núcleos convectivos muestran una clara preferencia por el Mar de Alborán y principalmente por el Golfo de Valencia. Aunque la mayoría surgen en las proximidades de la costa, a medida que se van desarrollando, llega a abarcar extensas zonas del litoral. También, y fuera del área mediterránea, algunos sistemas se forman en las proximidades del Golfo de Cádiz, llegando a afectar plenamente a la mitad meridional de Portugal.
- Los sistemas que se forman en el mar de Alborán y en el litoral levantino, después de avanzar hacia el NE a lo largo de la costa, tiende a girar hacia el ENE una vez sobrepasado el Golfo de Valencia con una velocidad entre 40 y 50 km/h. En consecuencia, las áreas más afectadas por la presencia de estos sistemas están situadas en las proximidades del Golfo de Valencia y Baleares. La frecuencia de su aparición decrece moderadamente hacia el sur del Golfo de Valencia, y más rápidamente hacia el norte. Sólo un porcentaje muy pequeño presenta características cuasi estacionarias, aunque son capaces de producir grandes cantidades de precipitación sobre una misma zona por lo que son los que resultan potencialmente más peligrosos.
- Su ciclo vital comprende una fase de crecimiento, una de madurez y otra de disipación. La duración total del ciclo es de algo más de 10 horas en los más pequeños, y de algo más de 15 horas en los más grandes. En general, el inicio de las primeras tormentas, precursoras del propio sistema, es predominantemente nocturno, entre las 18 y las 3 h. Los sistemas más pequeños alcanzan su máxima extensión durante la madrugada y los más grandes a lo largo del día.
- Si bien la génesis de estos sistemas requiere como condición previa la existencia de una situación de inestabilidad atmosférica convectiva, generalizada sobre un área muy superior a la que llegan a ocupar los sistemas, hace falta un agente disparador, o impulsor, de la enorme actividad convectiva implicada en el desarrollo de los propios sistemas, sobre el cual nuestro conocimiento es todavía muy imperfecto. Aparentemente, cuando los sistemas surgen a lo largo de la costa el factor orográfico desempeña un papel determinante, si no siempre como agente disparador, al menos como factor intensificador de la convección. Cuando los sistemas se generan mar adentro, los mecanismos de disparo tienen que ver con posibles frentes, líneas de convergencia u otras interacciones convectivas.

- Cuando hay una gran zona de difluencia en capas medias-altas, se suelen formar grandes sistemas convectivos en lugares próximos al litoral mediterráneo, desplazándose con cierta lentitud. La orografía juega un papel determinante sobre la zona de generación y el futuro movimiento.
- En cuanto al movimiento de un SCM, se debe a la suma de dos componentes: la componente advectiva, que está ligada a la traslación de las células que han alcanzado gran desarrollo vertical y que son conducidas por el viento medio de la capa en la cual está embebido el SCM (en primera aproximación, el vector asociado se desvía a la derecha del viento medio y es menor que aquél); y por otro lado la componente de propagación, que es más compleja de determinar pues dependerá del flujo en niveles bajos y de las componentes a escala convectiva, que son las más difíciles de evaluar operativamente (como una mera aproximación se puede considerar sólo la contribución asociada al flujo medio en capas bajas, cambiándolo de signo. Así el viento en 850 hPa puede ser útil para estimar el viento de propagación)
- Entornos sinópticos favorables de los SCM:
 - SCM asociados al paso de una **vaguada móvil que se desplaza de oeste a este**: Suelen ser más frecuentes a finales de verano. La potencialidad de este tipo de situaciones es enorme debido a la época del año en que normalmente ocurren. En ocasiones se observa la formación de tormentas en el interior de la península, desplazándose hacia el este y reactivándose al llegar a la costa. Ello ocurre si en zonas litorales están presentes unos valores muy altos de temperatura de rocío y ambiente saturado en las capas inferiores de la troposfera, aún sin la imperiosa necesidad de un flujo inestable de origen marítimo. La misma brisa es capaz de crear estas situaciones de reactivación y que se forme un SCM por la fusión de varias tormentas de cierta entidad.
 - **DANA**: En muchos casos los SCM se forman en la zona de apertura difluente y de salida de una depresión aislada en niveles altos, situándose cerca del eje de una dorsal de onda corta. Estos sistemas suelen presentar una gran extensión y comportamiento estacionario en muchas ocasiones.
 - SCM asociados a la presencia de un **flujo acoplado del este en todos los niveles**. También suele existir un máximo de viento en niveles bajos. Este esquema suele generar situaciones ciertamente explosivas.

Mucho nos queda por saber acerca de estas grandes estructuras mesoescalares capaces de producir fenómenos tan virulentos y severos. Sobre todo tendremos que ir conociéndolos mejor con el fin de prever su aparición y recorrido de la forma más fiable posible, con el fin de poder evitar las graves consecuencias que en muchas ocasiones son capaces de producir. Bien es cierto que la propia evolución de la Meteorología, y sobre todo de la observación y de la previsión, parece encaminada a dar un paso más allá a la hora de catalogar y definir estas estructuras utilizando para ello herramientas que hoy en día tienen un valor importantísimo como es el caso del radar meteorológico.

Lo que es indiscutible es la fuerza que estos temporales pueden llegar a tener, provocando graves efectos tanto en bienes como en personas. Parece claro, por los datos que manejamos, que las precipitaciones son capaces de llegar a valores próximos a los

1000 l/m² en apenas 24 horas, dato éste que se aproximaría a los records mundiales de precipitación para dicho intervalo de tiempo. Atestiguan dichas cantidades los valores registrados entre los días 2 y 3 de Noviembre de 1987, cuando se midieron 817 l/m² en Oliva (Valencia), aunque hay dudas sobre si dicha cantidad cayó en menos de 24 horas, y los 720 l/m² que, esta vez sí, cayeron el 3 de Noviembre en Gandia y que, hasta la fecha, está aceptada como la mayor cantidad de precipitación recogida en 24 horas en nuestro país. Por otra parte, no debemos olvidar el dato estimado en Casa del Barón, en Cortes de Pallás, donde hay estimado un registro de algo más de 1000 l/m² en apenas 15 horas durante el episodio de la “pantaná” de Tous, el 20 de Octubre de 1982. Parece, por tanto, que esa cifra de los 1000 l/m² no es nada descabellada para los grandes temporales, teniendo en cuenta que la falta de registros en las zonas montañosas mejor expuestas nos priva en muchas ocasiones de los datos más altos.

El diagrama expuesto a continuación muestra las “envolventes” de los records de precipitación mundiales y valencianos para diferentes escalas temporales, desde un minuto a dos años. Los records mundiales han sido tomados de Paulhus, 1965. Los records valencianos corresponden al periodo aproximado 1950-1990. El dato de Bicorp corresponde a una estimación en función de la precipitación caída el 20 de Octubre de 1982 en esa localidad y de la estructura de la precipitación según el pluviograma de Cofrentes. Las coordenadas son logarítmicas (Armengol, 1994). Vemos en este interesantísimo gráfico cómo la máxima aproximación de los valores valencianos respecto a los mundiales se produce en el intervalo de 3 a 12 horas, lo que prueba la gran eficiencia potencial de los sistemas convectivos mesoescalicos en el territorio valenciano, favorecidos por su entorno orográfico y marítimo.

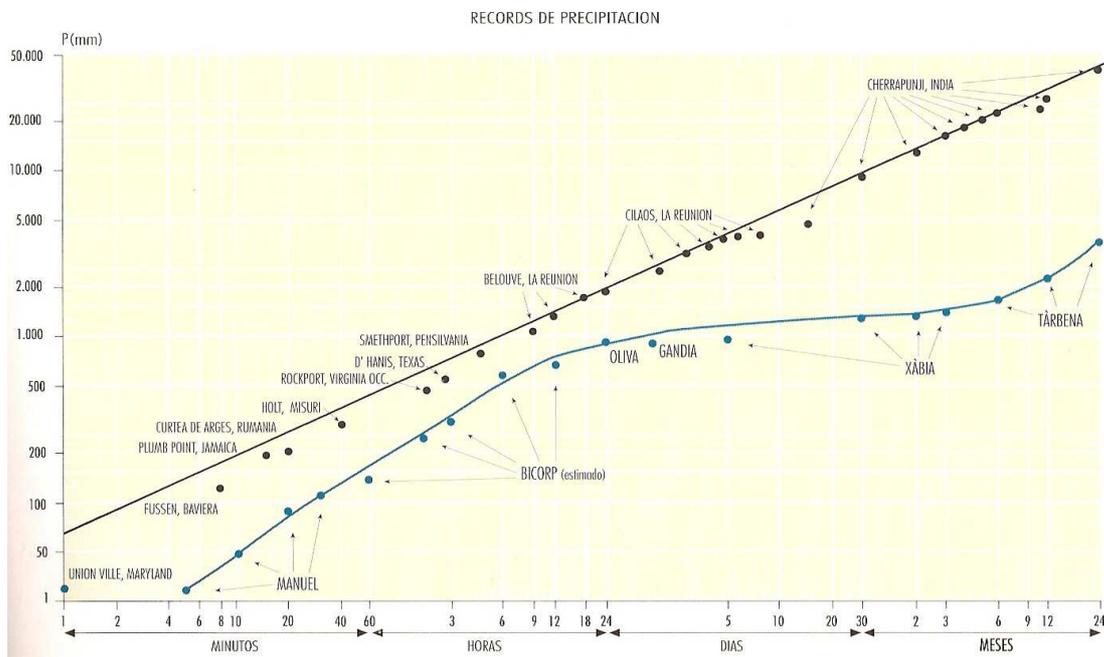


Fig. 13: Diagrama que muestra las “envolventes” de los records de precipitación mundiales y valencianos para diferentes escalas temporales, desde un minuto a dos años (Rafael Armengol).

Bibliografía

- Armengot, Rafael, 2002: “Las lluvias intensas en la Comunidad Valenciana”. Ministerio de Medio Ambiente. INM.
- Alcover, Víctor. Riesco, Jesús, 2003: “Predicción de precipitaciones intensas de origen marítimo mediterráneo en la Comunidad Valenciana y la Región de Murcia” Ministerio de Medio Ambiente. INM.
- Núñez, José Ángel. Riesco, Jesús, 2007: “Climatología de la ciudad de Valencia”. Ministerio de Medio Ambiente. INM.
- Pérez Cueva, A. et al, 1994: “Atlas climático de la Comunidad Valenciana”. Generalitat Valenciana.
- Estrela, Maria José. Millán Millán, et al, 2002: “De la Gota Fría al frente de retroceso” CEAM.
- Olcina Cantos, Jorge. Gil Olcina, Antonio, 1997: “Climatología General”. Ariel Geografía.
- Olcina Cantos, Jorge, 1994:” Riesgos climáticos en la Península Ibérica”. Penthalon.
- Cuadrat, José María. Pita, Maria Fernanda, 1997: “Climatología”. Cátedra.
- Font Tullot, Inocencio, 1983: “Climatología de España y Portugal”. Universidad de Salamanca.