

INECUACION PARA METEOROS VIOLENTOS

UN POSIBLE METODO PARA SU PREDICCION CON MAPAS METEOROLOGICOS

Por: Mariano Medina Isabel.

La economía de cualquier región puede sufrir golpes calamitosos cuando la Meteorología se torna violenta, cuando se desata "la furia de los elementos" como suele decirse. Incluso las vidas humanas, desproporcionadamente más valiosas que cualquier otro bien, pueden peligrar como demuestran tristes estadísticas. Y la verdad es que hasta ahora, si se exceptúan los valiosísimos avisos de aproximación de ciclones tropicales, en los que lo único que no es necesario predecir es la violencia de los fenómenos que originan, el meteorólogo predictor se encuentra en la mayor parte de los casos como indefenso, y un tanto acomplexado, ante este problema. Porque cada vez que ocurre un desastre de origen meteorológico, todo lo más que suele hacerse es un estudio "a posteriori" de las circunstancias que concurrieron para que la cantidad de energía puesta en juego y disipada adquiriese unas proporciones fuera de lo corriente; pero sin que llegue a vislumbrarse la razón o razones previas que decidieron el que, con unos mapas del tiempo aparentemente similares a muchos otros con los que no ocurrió nada extraordinario, en esa ocasión sí que ocurriese. Con lo cual el personal se resigna a esperar que la próxima vez tarde en llegar; ya que el profesional sabe perfectamente, y el que no lo es lo intuye, que el problema sigue ahí y que la vez próxima volverá a sorprendernos.

Este hecho que no podemos negar, aunque a veces tratemos de disimularlo, me ha preocupado siempre, y supongo que a otros compañeros también; y ya en otra ocasión me preguntaba, delante de no pocos profesionales, si será acaso sólo una cuestión de azar la que conjugue y sincronice las diversas causas necesarias para producir efectos tan terribles, o más bien será que los procedimientos de análisis y predicción al uso no sirven para este tipo de predicciones. Es obvio que yo me creo más bien lo último; y

así, en sucesivas Jornadas Científicas anuales de nuestra Asociación, a partir de las segundas, celebradas en Alicante en noviembre de 1970, he ido exponiendo ideas, casi exclusivamente sinópticas, sobre meteoros violentos acaecidos en la mar o en tierra firme. En las del año 80, celebradas en octubre en Menorca, me aventuré incluso a establecer unos "criterios iniciales para el pronóstico de meteoros violentos en el Mediterráneo occidental", esbozando además unas posibles explicaciones teóricas que apoyasen las consecuencias estadísticas, al no ser éstas de por sí fiables dada la poca abundancia de casos prácticos, ya que afortunadamente estos fenómenos no son frecuentes.

Pocos meses después, en unas jornadas sobre Meteorología y Climatología aplicadas, celebradas en Murcia a finales de abril del 81, insistí sobre el tema al hablar sobre "predicción del tiempo en el Sureste español", en cuya región ocurren, en ocasiones que están en la memoria de todos, lluvias torrenciales y vientos huracanados que llevan la consabida desolación a aquellas buenas tierras; y llegaba a conclusiones sinópticas, que parecían interesantes, sin más que aplicar a la práctica de los mapas del tiempo la ecuación que da la variación local de la vorticidad absoluta en el nivel de 1000 mb., llegando a la conclusión de que puede haber, y hay, ocasiones en las que los cuatro términos de dicha ecuación actúan acordados, todos en el mismo sentido (cosa que por fortuna no es frecuente), en cuyo caso los meteoros violentos surgen inapelablemente; y a la vista de algunos casos reales exponía unas normas de carácter sinóptico para intentar su predicción.

Todos estos no han sido más que intentos, en busca de una solución aceptable del viejo problema que nos preocupa: el de la predicción de los meteoros violentos. Los métodos que de

ellos resultan, creo que arrojan bastante luz a la cuestión, pero no la resuelven de modo fácil, porque son muchos los datos y consideraciones a tener en cuenta y hay que estar demasiado pendientes, demasiado en tensión, porque en cualquier descuido puede sorprendernos con la guardia baja esa violencia meteorológica y volver a quedar fuera de juego. No hay más remedio que seguir buscando, porque tiene que haber algo más sencillo, algo que sea más posible de incluir en la rutina de trabajo de un centro de análisis y predicción. Porque a un meteorólogo de turno es difícil pedirle (y lograr que lo atienda) que además de hacer su trabajo de rutina y de asumir sus responsabilidades, tenga continuamente presentes la multitud de ecuaciones que constituyen la teoría de la predicción del tiempo. Se me puede contestar que esa es su obligación como profesional, y yo me veré obligado a reconocer que sí, pero ello no cambiará la situación real de las cosas, y los que hemos estado muchos años en turnos de servicio lo sabemos bien. Además que en ningún sitio de por ahí se les pide una cosa así: En los Centros extranjeros de Predicción que yo he visitado, en los países donde mejor funcionan, hay siempre un equipo especial que trata de darles resuelto este tipo de problemas a los meteorólogos de servicio en turno, dedicándose a estudiar teóricamente los problemas que hay pendientes y los que van surgiendo; y no los consideran resueltos hasta no encontrar una norma práctica de trabajo, una "receta" comprobada, que pueda incluirse en la rutina del trabajo diario; normas que el meteorólogo de turno se encargará de cumplimentar, sin tener que meterse en mayores profundidades. Lo cual no significa que tales meteorólogos hayan de prescindir sistemáticamente de su propio criterio, pues les sobrarán ocasiones de ponerlo de manifiesto.

Volviendo a nuestro problema, que lo es siempre de carácter más bien local o para áreas restringidas, está claro que no puede resolverse con los criterios clásicos de baroclinidad, que son muy generales. Tras algunos intentos, he optado por la idea más simple, que es la que parece, no sé bien el porqué, de la que siempre rehuímos; en este caso se trata sencillamente de la idea básica sobre la subversión de las masas de aire, pero expresándola en las coordenadas isobáricas preconizadas por Sutcliffe, es decir en coordenadas (x, y, p, t) ,

con el plano (x, y) tangente a la superficie isobara y la 3ª coordenada, p , en dirección perpendicular a dicho plano y con sentido positivo hacia las presiones crecientes, es decir hacia abajo.

En efecto, los meteoros violentos (lluvias de gran intensidad, vientos muy fuertes y racheados) son, siempre, consecuencia de una fuerte subversión de las capas de aire en la atmósfera. Es harto sabido que para que haya equilibrio dinámico dichas capas deben estar superpuestas por orden decreciente de densidades de abajo arriba, es decir variando la densidad del aire en el mismo sentido en que lo hace la presión en el seno de la atmósfera, de manera que si llamamos ρ a la densidad, la condición de equilibrio dinámico es que resulte:

$$\frac{\partial \rho}{\partial p} > 0$$

condición que expresa, en coordenadas isobáricas, que la densidad disminuye con la altura. En consecuencia, una condición para el desequilibrio dinámico y, por tanto, para la subversión entre capas superpuestas, será que resulte:

$$\frac{\partial \rho}{\partial p} < 0$$

Esta es, indudablemente, la forma más simple de establecer una condición para la inestabilidad atmosférica, en la dirección de la 3ª coordenada, p , es decir en la dirección perpendicular a las superficies isobáricas. Bien es cierto que en ella no aparecen explícitamente los clásicos índices termodinámicos de estabilidad, que si bien adornan bastante en las ecuaciones teóricas no son necesarios cuando se trabaja directamente con la densidad en vez de con las temperaturas o con la entropía.

La expresión anterior, insistimos, es la forma más simple de condición para la inestabilidad. En las áreas donde se cumpla, habrá condiciones favorables para que surjan nubes desarrolladas, que podrán dar lugar a tormentas o aguaceros si el valor absoluto de esa variación de la densidad es suficientemente acusado, pero no necesariamente

te a fenómenos violentos en el verdadero sentido de esta palabra; además, la propia actividad tormentosa tiende a restablecer el equilibrio, y como consecuencia de ella tiende a volver a hacerse positiva la variación de la densidad con la presión, en la dirección perpendicular a las superficies isobáricas.

La condición citada, puede ser aprovechada para establecer un método para determinar áreas de inestabilidad sobre la exclusiva base de mapas meteorológicos, sin necesidad de calcular ningún tipo de índices sobre cada uno de los sondeos termodinámicos disponibles. Nos bastará, en efecto, considerar dos estratos atmosféricos, limitados cada uno por dos superficies isobáricas, de tal manera que la diferencia de presión sea la misma en ambos casos; por ejemplo 400/700 mb y 700/1000 mb (diferencia de 300 mb en los dos casos), siendo fundamental que el salto de presión sea exactamente el mismo para ambos estratos, con objeto de poder comparar densidades. Porque es indudable que el espesor de cada estrato es función exclusiva de la densidad del aire interpuesto, de manera que si trazamos los respectivos mapas de espesor, o topografías relativas, tendremos los respectivos campos de espesores, cada uno sobre un mapa. Pero, naturalmente, el gradiente isobárico de espesores es opuesto al gradiente isobárico de densidades, de modo que podemos tener los respectivos campos de densidades de cada estrato sin más que cambiar en el mapa de espesor el sentido de circulación del viento térmico, invirtiéndole. Restando gráficamente del campo de densidades de arriba el de abajo, tendremos el campo de $\frac{\partial \rho}{\partial p}$, que nos saldrá además con un sentido de circulación, consecuencia de la diferencia gráfica; las isolíneas serán de $\frac{\partial \rho}{\partial p} = \text{constante}$, y allí donde el sentido de circulación sea negativo (o sea de tipo anticiclónico) será $\frac{\partial \rho}{\partial p} < 0$ y la atmósfera será inestable; y tanto más cuanto más acusada sea la curvatura y cuanto más intenso sea el gradiente de las isolíneas resultantes de la diferencia gráfica. Lo que en realidad hacemos, al operar así, es integrar $\frac{\partial \rho}{\partial p}$ para un intervalo finito comprendido entre p_0 y p_1 :

$$\int_{p_1}^{p_0} \frac{\partial \rho}{\partial p} dp = \rho_{p_1} - \rho_{p_0}$$

y tomar como ρ_{p_1} y ρ_{p_0} las densidades medias ρ_{m_1} y ρ_{m_0} de sendos estratos, limitados por superficies isobáricas, centrados sobre las superfi-

cias p_1 y p_0 respectivamente, y tales que el intervalo o salto de presión sea el mismo para ambos. Ahora bien, la presencia de inestabilidad no significa, necesariamente, meteoros violentos, y normalmente la propia acción estabilizadora de los posibles chubascos o tormentas de inestabilidad acaban con ésta; es necesario que a pesar de esa acción estabilizadora natural, continúe siendo $\frac{\partial \rho}{\partial p} < 0$, para lo cual es imprescindible que esté teniendo lugar una advección de columnas de aire en las que sea $\frac{\partial \rho}{\partial p} < 0$, es decir de columnas que estén formadas por aire más denso arriba que abajo, o más ligero abajo que arriba, que para el caso es lo mismo, sólo que estando más de acuerdo con las posibilidades reales más frecuentes. Lo ideal será que haya una advección de densidad creciente por los niveles isobáricos de encima y de densidad decreciente por los de abajo; entonces $\frac{\partial \rho}{\partial p}$ no sólo se mantendrá negativa, sino que su valor absoluto irá *in crescendo*, creándose así las condiciones necesarias para que la subversión alcance valores de violencia.

Dado que la densidad del aire disminuye con la temperatura y con la humedad, la condición establecida será más fácilmente alcanzable si la advección en los niveles isobáricos inferiores es de aire cálido y húmedo, y la de los niveles más altos de aire frío y seco; es decir la advección inferior debe provenir del mar y a ser posible del sur sobre un mar cálido, para que la humedad sea abundante y la temperatura alta. Si la advección superior es de aire continental (del Norte o del Noreste) la violencia meteorológica podrá afectar a extensas áreas, mientras que si es de componente sur es probable que sólo aparezca en áreas poco extensas, en las que se den con exactitud las condiciones requeridas; todo lo cual está de acuerdo con lo que sinópticamente hemos encontrado en casos concretos de meteoros violentos, expuestos en trabajos a los que antes hice referencia.

En consecuencia, tenemos que establecer como condición a cumplirse la de que la advección de aire de densidad decreciente sea más intensa por abajo que por arriba, es decir que la advección de densidad decreciente aumente según se consideren niveles más cerca del suelo, o sea niveles de presión creciente. Por tanto, si llamamos $A_p \rho$ a la advección isobárica de densidad, la condición citada se convierte en que la advección de densidad de-

creciente aumente en el mismo sentido en que lo hace la presión en el seno del aire:

$$\frac{\partial A_p \rho}{\partial p} > 0$$

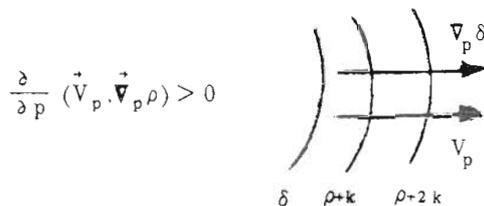
Este tipo de expresión, o mejor la operación que representa, es conocido como "advección diferencial", y no es ninguna novedad; yo lo aprendí de nuestro compañero y maestro, ya jubilado, el Prof. Morán Samaniego, que lo aplicaba a la advección de la temperatura, en su variación con la altura (es decir en coordenadas horizontales, y no isobáricas como aquí hacemos) en sus explicaciones sobre las características de los tornados, con lo que obtenía expresiones en función del enfriamiento geométrico α , o gradiente vertical de la temperatura en el seno del aire, tan usado en termodinámica de la atmósfera. Nosotros lo estamos aplicando en coordenadas isobáricas, con las que se obtienen expresiones más sencillas, y no lo referimos a la temperatura sino a la densidad, que creemos es la variable adecuada a nuestro problema. Esta magnitud, la densidad, ha sido con frecuencia soslayada por los teóricos, sin duda porque en otros tiempos era una magnitud difícil de tratar, directamente, en la práctica del trabajo diario; en realidad, y como hemos visto al hablar de inestabilidad, su tratamiento sinóptico es mucho más asequible que el de las temperaturas.

Pero sigamos. Para que la expresión última sea válida es indispensable que la advección isobárica de densidad $A_p \rho$, lo sea de densidades decrecientes, según hemos razonado; lo cual queda expresado si tomamos para dicha advección el producto escalar que corresponde con signo positivo:

$$A_p \rho = \vec{V}_p \cdot \vec{\nabla}_p \rho$$

es decir el viento \vec{V}_p que advecta la densidad a lo largo de una superficie isobárica, ha de ser del mismo signo (del mismo sentido) que el gradiente isobárico de densidad; entonces ese viento advechará densidades decrecientes, tal y como se ve en la figura adjunta.

Tendremos, por tanto, como condición para que puedan originarse meteoros violentos, la de que se cumpla que:



que podemos considerar como una "inecuación para la violencia meteorológica", la cual, aparte de su sencillez tiene, a nuestro juicio, consistencia conceptual.

Desarrollando la derivada parcial de ese producto escalar, se obtiene:

$$\frac{\partial \vec{V}_p}{\partial p} \cdot \vec{\nabla}_p \rho + \vec{V}_p \cdot \frac{\partial}{\partial p} (\vec{\nabla}_p \rho) > 0$$

o bien:

$$\frac{\partial \vec{V}_p}{\partial p} \cdot \vec{\nabla}_p \rho + \vec{V}_p \cdot \vec{\nabla}_p \frac{\partial \rho}{\partial p} > 0$$

Veamos el significado físico de cada uno de los dos términos.

El primero es el producto escalar, de la variación del viento al pasar de un nivel isobárico a otro, por el gradiente isobárico de la densidad; expresión que integrada para un estrato finito comprendido entre las superficies isobaras P_0 y P_1 , y tomando la densidad media ρ_m del aire en el estrato, da:

$$\vec{\nabla}_p \rho_m \cdot (\vec{V}_{P_1} - \vec{V}_{P_0})$$

Pero ya hemos razonado como obtenemos el campo de densidades entre dos niveles isobáricos sin más que trazar el correspondiente mapa de espesor e invertir el sentido de circulación obtenida (el equivalente al viento geostrófico, que así obtendríamos, es lo que pudiéramos llamar el viento "pícnico").

Para darnos idea del valor de este término consideremos la hipótesis geostrófica, con la cual el vector $\vec{V}_{P_1} - \vec{V}_{P_0}$ se nos convierte en la di-

ferencia de vientos geostróficos $\vec{G}_{p_1} - \vec{G}_{p_0} = \vec{V}_T$ es decir en el viento térmico; pero éste, sabemos que es tangente a las isolíneas de espesor y , por tanto, a las de densidad constante (a las isopícnicas) ya que éstas las hemos obtenido simplemente invirtiendo el sentido de circulación del viento térmico; luego será perpendicular al vector gradiente de densidades, con lo que el producto escalar es nulo.

En la realidad práctica, el vector $\vec{V}_{p_1} - \vec{V}_{p_0}$ no es el \vec{V}_T (es el "viento de cizalladura", o "shear wind", distinto del viento térmico o "thermal wind"), pero su diferencia es, corrientemente, muy pequeña; así que, por lo común, ese primer término es despreciable. Sólo si ese viento de cizalladura resulta muy distinto, en dirección, del viento térmico, es decir si resulta muy atravesado a las isolíneas de densidad constante, este término podrá influir en la violencia de los fenómenos, aumentándola allí donde su proyección sobre el $\vec{V}_{p\rho_m}$ tenga el mismo sentido que éste (si es opuesta, el término resulta negativo y su influencia es en el sentido de disminuir dicha violencia). Por tanto, sólo en el caso, más bien raro, de que tenga el viento de cizalladura una clara componente en la dirección y sentido del $\vec{V}_{p\rho_m}$ (lo que es muy fácil de ver en el mapa a que nos estamos refiriendo), este término hace aumentar la violencia de los fenómenos meteorológicos, y tanto más cuanto mayor sea el valor absoluto de dicha componente y el del valor del gradiente de densidades.

Veamos el segundo término, que es el verdaderamente importante, con mucho. El producto escalar que lo expresa habrá de cumplir que

$$\vec{V}_p \cdot \vec{\nabla}_p \frac{\partial \rho}{\partial p} > 0$$

O, si llamamos φ al ángulo del viento \vec{V}_p con el gradiente $\vec{\nabla}_p \frac{\partial \rho}{\partial p}$:

$$|\vec{V}_p| \cdot |\vec{\nabla}_p \frac{\partial \rho}{\partial p}| \cdot \cos \varphi = 0$$

donde \vec{V}_p es el viento en cada estrato de espesor elemental, limitado por dos superficies isobáricas que se diferencian en dp . Ese coseno debe ser positivo, para lo que es necesario que la proyección de \vec{V}_p sobre la dirección de $\vec{\nabla}_p \frac{\partial \rho}{\partial p}$ sea del mismo sentido que este gradiente, siendo entonces tanto mayor la violencia de los meteoros:

a) cuanto menor sea dicho ángulo, es decir *cuanto más perpendicular sea V_p a las isolíneas de*

$$\frac{\partial \rho}{\partial p} = \text{cte.}$$

b) *cuanto mayor sea la intensidad del viento*

$$|\vec{V}_p|$$

c) *cuanto mayor sea la intensidad de dicho gradiente*

$$|\vec{\nabla}_p \frac{\partial \rho}{\partial p}|$$

Ahora sólo nos queda confeccionar esas "recetas" a que antes me referí, es decir las normas prácticas para aplicar estas deducciones sobre mapas meteorológicos. Y no hay mayor problema en esto, pues ya hemos visto cómo obtener un mapa que nos dé el campo del escalar $\frac{\partial \rho}{\partial p}$. Nos bastará, pues, elegir dos estratos de atmósfera, comprendidos cada uno entre dos superficies isobáricas cuya diferencia de presión sea exactamente la misma para ambos; trazar las correspondientes topografías relativas e invertir el sentido de circulación del viento térmico en ellas; y restar gráficamente de la del estrato superior la del estrato inferior. Sobre el mapa final así obtenido nos será fácil representar el gradiente correspondiente en una multitud de puntos que consideremos suficiente, dándonos cuenta sin mayor dificultad de la intensidad del gradiente en cada lugar. Como \vec{V}_p , tomar el de la superficie isobárica común a ambos estratos (la cima del de abajo, que es la base del de arriba). Allí donde éste viento coincida más con la dirección y sentido del gradiente citado, allí precisamente habrá un claro riesgo de meteoros violentos, tanto mayor cuanto más intenso sea dicho viento y cuanto mayor sea el citado gradiente.

La primera de dichas circunstancias es la fundamental.

Habida cuenta de que los niveles isobáricos que se analizan rutinariamente son los niveles-tipo, es decir los de 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200 y 100 mb., y que no puede soslayarse el tomar el estrato inferior en las proximidades del suelo, resulta que las parejas de valores cuya diferencia de presión es la misma son las de 850/1000 mb y 700/850 mb, ambas con un salto de presión de 150 mb, y las 400/700 y 700/1000, ambas con un salto de 300 mb. Caso de tomar tales estratos, tomaríamos como \vec{V}_p el viento a 850 mb, de acuerdo con lo antes dicho, en el primer caso, y el \vec{V}_{700} en el segundo caso.

Es muy probable que resulte mejor tomar espesores más grandes, con objeto de incluir la alta troposfera, cuyas condiciones influyen notoriamente en el tiempo abajo. Esto es lo que sucede considerando los estratos de 700/1000 y 400/700 mb. En este caso, el viento \vec{V}_p sería el de 700 mb., como ya se ha dicho.

El método operativo sería entonces:

- 1°.- Disponer de las topografías absolutas de las superficies de 1000 mb., 700 mb. y 400 mb.
- 2°.- Trazar los mapas de espesor 700/1000 mb. y 400/700 mb., por diferencia gráfica, e invertir el sentido de circulación resultante; tendríamos así los campos de densidades medias en cada uno de los dos estratos.
- 3°.- Trazado de la diferencia gráfica entre los dos mapas anteriores, tomando como minuendo el de 400/700 mb. Obtendríamos así un mapa meteorológico representativo del campo del escalar $(\rho_{m_1} - \rho_{m_0})$, sobre el que representaríamos su vector gradiente en diversos puntos, cuantos más mejor.
- 4°.- Para poder tener en cuenta la posible influencia del primer término, antes comentada, nos fijaríamos en los mapas obtenidos en el apartado 2°, buscando áreas donde el gradiente de la densidad sea notable en alguno de los dos estratos, y mejor si lo es en los dos simultáneamente; hallaremos el viento de cizalladura por diferencia vectorial $\vec{V}_{700} - \vec{V}_{1000}$ y también $\vec{V}_{400} - \vec{V}_{700}$ en diversos puntos de las citadas áreas: Se favorecerán los fenómenos violentos allí donde el viento de cizalladura esté muy atravesado a las isolinéas (allí donde se aparte mucho del viento térmico), teniendo el mismo sentido que el

gradiente de densidades, y tanto más cuanto más perpendicular resulte a esas isolinéas, cuanto mayor sea el módulo del viento de cizalladura y cuanto más intenso sea el gradiente de densidades.

- 5°.- La influencia fundamental, la del 2° término la tendremos en cuenta sin más que buscar si hay algún área donde \vec{V}_p coincida en dirección y sentido con el $\vec{\nabla}_p(\rho_{m_1} - \rho_{m_0})$ que es el gradiente del mapa obtenido en el apartado 3°. El área, o áreas, donde se dé esa coincidencia, será, o serán, propicias a los meteoros violentos, sobre todo si ese gradiente (y por tanto el \vec{V}_p) y además el viento abajo, apunta hacia una zona de costa desde el mar, donde el desnivel mar-tierra, especialmente si hay montañas próximas, favorecerá el disparo de la inestabilidad y la iniciación del proceso.

Sería muy conveniente hacer comprobaciones reales con las parejas de estratos (400/700 mb-700/1000 mb) y (700/850 mb-850/1000 mb), para ver cuál resulta más apropiada; y quizá también convendría experimentar con otras parejas (como la 300/500 mb-500/700 mb, ambas con 200 mb de intervalo de presión, para la cual sería $V_p = V_{500mb}$; esta pareja interesaría en el caso de que la inestabilización fuese provocada por una advección de aire frío por la alta troposfera), para tratar de cuantificar la posible eficacia del método, que de momento no pasa de ser una proposición teórica.