

CICLOGENESIS A SOTAVENTO, COMO EFECTO CON ORIGEN CINEMATICO. CASO DEL VALLE DEL EBRO

P O R

MARIANO MEDINA ISABEL

Meteorólogo, Jefe de la Asesoría Meteorológica
del Estado Mayor del Ejército, I. N. M.

Las características del viento en particular, y del tiempo en general, en áreas de alta montaña se apartan notablemente de las deducibles de los mapas del tiempo a escala sinóptica. La magnífica y amena exposición que el Comandante Santamaría nos ha hecho de los problemas meteorológicos que preocupan a las unidades de las Fuerzas Armadas que operan en alta montaña, son para el predictor del tiempo un reto de los que tienen "usía".

Lo que vamos a tratar aquí puede servir como una especie de esquema muy general, como un punto de partida en el que basar una planificación de pronósticos detallados del tiempo en zonas de alta montaña sobre una base teórica pero real, aunque no será nada fácil atender a todos los extremos que él ha expuesto como necesarios, al menos en principio; pero el caso es empezar, porque comienzo quieren las cosas. Ha quedado claro, en la exposición del Comandante, que si de algo no puede prescindirse en estos problemas es de los movimientos ascendentes y descendentes del aire, y vamos a ver cómo precisamente, en el tratamiento de la traslación de líneas isobaras, las fórmulas que hasta ahora se han venido usando prescinden de esos movimientos. Naturalmente, el problema es complicado y su desarrollo no puede ser elemental; pido por ello disculpas anticipadas a los presentes no profesionales. El tema que voy a desarrollar se refiere como ha dicho nuestro compañero Gayá a la "Ciclogénesis a sotavento, como efecto con origen cinemático", con una aplicación a los Pirineos y a la Cuenca del Ebro.

Consideraciones generales

El fenómeno del encorvamiento ciclónico de las líneas isobaras en determinadas zonas a sotavento de las cordilleras, es un hecho real conocido experimentalmente pero, que yo sepa, no demostrado de un modo general. En la mayor parte de los casos este fenómeno no pasa de ser una tendencia ciclogénica sin otras consecuencias prácticas que la presencia de vientos que dan

la impresión de ser anómalos, al diferir muy notablemente en su dirección y hasta en su velocidad respecto a los de la corriente general, dominante a escala sinóptica. Para que dicho encorvamiento ciclónico dé lugar a una verdadera borrasca hace falta que coadyuven otras condiciones ciclogénéticas que refuercen esa tendencia, a cuyo desarrollo efectivo se opone el efecto Föhn, y la cual tiene, creo, un origen cinemático.

Para el caso de corrientes zonales que remontan una cordillera que se alargue según los meridianos, han sido dadas buenas explicaciones de la ciclogénesis a sotavento (y simultánea anticiclogénesis a barlovento) por Panofsky (como una consecuencia del teorema de Rossby) y también por nuestro compañero y maestro el Profesor Morán Samaniego (basándose en el segundo teorema de Bjerknes); pero en ambas demostraciones es condición necesaria la constancia de la latitud en la corriente aérea que remonta la cordillera, lo que sólo sucede con vientos zonales, es decir soplando a lo largo de paralelos geográficos, por lo que la cordillera a remontar ha de ser meridiana, sirviendo la demostración únicamente para ese caso. Dichas demostraciones ponen de manifiesto un fenómeno ciclogénético de origen puramente dinámico. El que aquí pretendemos demostrar tiene, en principio, un origen cinemático, no siendo necesaria la constancia de la latitud, por lo que debe ocurrir con corrientes de cualquier dirección que remonten una cordillera cuyo eje sea, más o menos, perpendicular a la corriente.

Como es lógico, además de este efecto, pueden darse y superponerse a él otros efectos ciclogénéticos dinámicos, como el antes citado, u otros de carácter termodinámico, que refuercen esa ciclogénesis incipiente de origen cinemático. Precisamente el experimento, o programa, "Alpex", del que nos habla en estas mismas Jornadas, con su maestría habitual, nuestro colega y sobre todo amigo Jaime Miró-Granada, tiene por meta descubrir, desvelando y profundizando, experimentalmente, todos esos efectos dinámicos y termodinámicos. Pero, insisto, en mi opinión la base, germen, la tendencia inicial ciclogénética es cinemática.

La primera fórmula de Pettersen es poco convincente

La idea que vamos a desarrollar parte de considerar que la llama primera fórmula de Pettersen no es convincente. Dicha fórmula se refiere, como es sabido, a la velocidad C_n de traslación de las líneas isobaras en la dirección n perpendicular a ellas mismas, y está dada por la conocida expresión:

$$C_n = \frac{\frac{\partial p}{\partial t}}{\frac{\partial p}{\partial n}}$$

donde p es la presión y t el tiempo, siendo el numerador la variación local de la presión en el suelo o tendencia barométrica, habitualmente medida en to-

dos los observatorios sinópticos. Esta fórmula, deducida por Pettersen mediante razonamientos exclusivamente cinemáticos, con cierto carácter geométrico, no da, y todos lo sabemos, resultados aceptables al aplicarla a casos prácticos; y si esos resultados no son buenos, hemos de concluir que la expresión utilizada no es suficientemente correcta. El fallo no es difícil de encontrar, pues al admitir esa ecuación se está admitiendo que

$$C_n \frac{\partial p}{\partial n} = - \frac{\partial p}{\partial t} \Rightarrow \frac{\partial p}{\partial t} + C_n \frac{\partial p}{\partial n} = 0$$

y al tratarse de un movimiento plano y ser el gradiente horizontal de presión perpendicular a las líneas isobaras, el último término es, precisamente, el valor del producto escalar $\vec{C} \cdot \vec{\nabla}_h p$, con lo que la primera fórmula de Pettersen nos queda transformada en:

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \vec{C} \cdot \vec{\nabla}_h p = 0$$

donde \vec{C} es la velocidad con que se trasladan *los puntos geométricos* que forman la línea isobara; de manera que como el primer miembro de la última ecuación es la expresión de $\dot{p} = \frac{dp}{dt}$ en el caso de movimiento plano, resulta

que $\dot{p} = \frac{dp}{dt} = 0$, lo cual es correcto *para esos puntos*, ya que para ellos es, $p = \text{cte.}$

De inmediato se echa de ver que en esta fórmula se ignora por completo la presencia y el movimiento de las partículas de aire; a no ser que se esté suponiendo que para todas y cada una de las partículas que, en un determinado instante, están en una misma línea isobara, también es $\frac{dp}{dt} = 0$, es decir que tales partículas se mueven sin salirse nunca de la superficie isobárica a la que corresponde esa línea en que inicialmente están; en cuyo caso esas partículas podrían tener un movimiento independiente de los puntos geométricos que forman la línea isobara, y las que la abandonen para deambular por el resto de la superficie isobárica, serán sustituidas por otras que, al proceder de otros lugares de la misma superficie isobárica, seguirán estando a la misma presión; las consecuencias de tal supuesto, para lo que estamos tratando, serían las mismas que si considerásemos que la línea isobara está siempre formada por las mismas partículas de aire, lo que equivale a tratar dicha línea como si fuese una línea material, aunque dentro de ella las partículas se movieran, no ocupando siempre los mismos puntos pero sin salirse de la línea isobara en cuestión.

Es decir, para que la primera fórmula de Pettersen fuese cierta en la realidad de nuestra atmósfera, habría de cumplirse alguna de las siguientes tres condiciones:

- a) Las partículas de aire hacen navegación isobárica; la que es una suposición que sólo puede ser cierta en casos muy particulares.
- b) Las partículas de aire han de estar identificadas cada una con un punto específico e invariable de la línea isobara; en cuyo caso la C_n sería la velocidad de las partículas en la dirección n , es decir la componente del viento en esa dirección, y no haría falta ninguna fórmula especial para calcularla, pues las líneas isobaras se moverían con el viento; la experiencia contradice esto en abrumadora mayoría de casos.
- c) El viento real coincide con el geostrófico; en cuyo caso no es necesario identificar a cada partícula con un punto de la línea isobara, pues se movería a lo largo, pero sin salirse, de ella y se mantendría su presión constante; pero esto, evidentemente, tampoco es verdad

En este último supuesto, puede argumentarse que es práctica de uso frecuente tomar como viento real el geostrófico, ya que su diferencia es despreciable en muchos casos; a lo que hay que contestar que el que la aproximación geostrófica sea o no aceptable depende de la cuestión que se esté considerando; en este caso, desde luego no, ya que si la suponemos válida dejamos fuera de juego a la posibilidad de que surjan fenómenos de divergencia del viento geostrófico que es, según sabemos, no divergente, lo que supone (y es precisamente lo que ocurre con la primera fórmula de Pettersen) introducir en la ecuación una condición de imposibilidad de movimientos espontáneos de ascendencia y descendencia del aire, que son fruto de dicha divergencia y que en la realidad física de nuestra atmósfera son los principales causantes de la variación de la presión, afectando *fundamentalmente* al movimiento de las líneas isobaras.

Para mí está claro que José María Jansá ya intuyó estas dificultades, pues en su libro de Cinemática manifiesta sus reservas sobre la repetida fórmula, cuando dice con toda claridad que dicha expresión establece una correspondencia *geométrica* y no una correspondencia *física* entre una línea isobara y la que resulta de trasladarla con la velocidad que da dicha fórmula.

Tal distinción entre puntos geométricos y partículas materiales ha sido considerada para el caso de traslación de líneas isotermas por algún investigador, como el Prof. Morán, pero no, que yo sepa, para el caso de líneas isobaras; y para éste, en mi opinión, debe también ser considerada, siendo de esto de lo que se va a tratar aquí.

Replanteamiento del problema

El problema debemos replantearlo sobre la base de hechos reales; y el hecho real es que una partícula de aire está en un punto determinado en un determinado instante y que por ese punto pasa la línea isobara que corresponda al valor de la presión que la partícula soporta en ese momento; lo que no tiene porqué significar que también en el instante siguiente la partícula tenga que estar en un punto en el que la presión sea exactamente igual que la que antes soportaba; lo más frecuente es que dicha presión sea distinta y que por

ese segundo punto, distinto o no del primero, pase una superficie isobárica diferente de la que contenía a la línea isobara anterior, pasando por tanto una línea isobara distinta. Es decir, para plantear físicamente el problema hay que considerar dos velocidades diferentes en la dirección, perpendicular a las líneas isobaras, sobre la que tratamos de medir la traslación de éstas en el plano del mapa: Una es la C_n de traslación de la isolínea, y otra la que llamaremos V_n de traslación de las partículas de aire. Esta V_n es, evidentemente, la componente del viento real perpendicular a las líneas isobaras, la cual es en general muy pequeña en las latitudes altas, pequeña en la mayor parte de los casos en latitudes medias, pero muy apreciable en latitudes bajas o en determinados fenómenos de otras latitudes, como las brisas, en los que el efecto de Coriolis es despreciable y domina la fuerza debida a la presión empujando a las partículas perpendicularmente a las líneas isobaras y hacia las presiones bajas. En cualquier caso, no por su pequeñez podemos suprimirla, ya que al hacerlo caemos en la hipótesis geostrófica con los graves inconvenientes antes citados. Como consecuencia, debemos considerar por separado la traslación de los puntos geométricos que forman línea isobara y la traslación de las partículas de aire que en un momento dado estén sobre esa línea. Para los puntos geométricos sí que habrá de ser $\frac{dp}{dt} = 0$, ya que la presión en ellos es siempre la misma por definición, de manera que al ser C_n su velocidad de traslación se cumplirá que

$$\dot{p} = \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + C_n \frac{\partial p}{\partial n} = 0$$

mientras que para el movimiento de las partículas de aire en el plano considerado habrá de cumplirse que

$$\dot{p} = \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + V_n \frac{\partial p}{\partial n}$$

Dichos dos movimientos son simultáneos, aunque en general no sean coincidentes, y ambos afectan, como se ve en las respectivas ecuaciones, al valor de la tendencia barométrica $\frac{\partial p}{\partial t}$; sin embargo, ésta no puede tener simultáneamente dos valores distintos, por lo que debemos igualar las expresiones de la tendencia obtenidas de las dos ecuaciones precedentes, resultando que

$$\frac{dp}{dt} - V_n \frac{\partial p}{\partial n} = -C_n \frac{\partial p}{\partial n}$$

de donde

$$C_n = \frac{V_n \frac{\partial p}{\partial n} - \frac{dp}{dt}}{\frac{\partial p}{\partial n}} = V_n - \frac{\frac{dp}{dt}}{\frac{\partial p}{\partial n}}$$

o bien:

$$C_n = V_n - \frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}}$$

que es una expresión, a mi juicio, mucho más consistente, mucho más coherente, que la primera fórmula de Pettersen, de modo que puede considerarse como *ecuación fundamental en la traslación de líneas isobaras*. En ella, la velocidad C_n de traslación de dichas líneas, en la dirección perpendicular a ellas mismas, aparece en función de la componente V_n del viento real en esa dirección, en función también del grado de separación entre dichas líneas (considerándolas trazadas con un intervalo de presión constante, como es práctica normal), y así mismo en función de \dot{p} que mide la velocidad de ascendencia o de descendencia, según su signo, de las partículas de aire en la dirección perpendicular a las superficies isobáricas (es la derivada individual, respecto al tiempo de la tercera coordenada en el sistema (X, Y, P, t) de coordenadas isobáricas preconizado por Sutcliffe).

Obsérvese que la nueva ecuación obtenida, se convierte en la primera fórmula de Pettersen en cuanto consideremos que el viento es el geostrófico pues, en efecto, en tal caso el viento circula a lo largo de la línea isobara y es $V_n = 0$, con lo que resulta

$$C_n = - \frac{\frac{dp}{dt}}{\frac{\partial p}{\partial n}}; \text{ pero } \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{dt} + \vec{G} \cdot \vec{\nabla}_h p$$

y al ser el viento geostrófico \vec{G} perpendicular, por definición, al $\vec{\nabla}_h p$, el pro-

ducto escalar es nulo, resultando que en el suelo y *considerando el viento geostrófico* puede escribirse

$$\left(\frac{dp}{dt} \right)_a = \frac{\partial p}{\partial t}$$

(conclusión que ya estableció Ertel al calcular una nueva expresión para la tendencia barométrica al no estar conforme con la clásica de Bjerknes, contra la cual también se manifestó Sutcliffe). En esas condiciones resulta, pues, que

$$C_n = - \frac{\frac{\partial p}{\partial t}}{\frac{\partial p}{\partial n}}$$

que es la primera fórmula de Pettersen.

Interpretación física de la nueva ecuación obtenida

$$C_n = V_n - \frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}}$$

Como es necesario establecer un sentido al que referir la traslación, tomaremos como *sentido positivo, o sentido de avance*, el de V_n , de manera que diremos que las líneas isobaras avanzan si es C_n positivo, o sea si es de igual sentido que V_n ; éste va siempre de las altas a las bajas presiones, con lo que $\frac{\partial p}{\partial n}$ es siempre negativo, ya que el gradiente de presión va siempre en sen-

tido contrario que V_n . En consecuencia, el producto $V_n \frac{\partial p}{\partial n}$, o término advectivo, es siempre negativo, lo que como es sabido significa que la V_n advecta *siempre presiones crecientes*.

La discusión vamos a referirla al signo de la magnitud $\dot{p} = \frac{dp}{dt}$, existiendo, evidentemente, tres posibilidades al respecto, según sea

$$\dot{p} = 0; \quad \dot{p} > 0; \quad \dot{p} < 0$$

1. Casos con $\dot{p} = 0$ (áreas sin ascendencias ni descendencias del aire, en el sentido de que las partículas no se salen de la superficie isobárica inicial). Resulta $C_n = V_n$, y las partículas de aire y los puntos de la línea isobara avanzan, en la dirección perpendicular a dicha línea, con idéntica velocidad. Ello es debido a que, al no haber ascendencias ni descendencias,

la única causa de variación de la presión en el suelo es la advección de presiones crecientes, debida al viento. Son casos muy raros.

2. Casos con

$$\dot{p} = \frac{dp}{dt} > 0.$$

La presión que soportan las partículas de aire sufre un aumento individual con el tiempo, lo que sólo puede ocurrir si las partículas descienden, o sea si en el aire *hay descendencias*, ya que la otra posibilidad, la de un movimiento plano de las partículas hacia las altas presiones sería moverse las partículas de aire en contra del viento, lo que es absurdo por la propia definición de viento.

En estos casos, como $\frac{\partial p}{\partial n}$ es siempre negativa, resulta que es $\frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}} < 0$,

con lo que se tiene:

$$C_n = V_n + \left| \frac{\frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}}}{\frac{\partial p}{\partial n}} \right| > V_n$$

y las líneas isobaras avanzan con velocidad superior a la V_n , ya que la presión subirá, en las áreas con $\dot{p} > 0$ y por causa de las descendencias, mucho más de lo que correspondería a la simple advección de presión. En consecuencia, las líneas isobaras *se aglomerarán* en esas áreas y sólo en ellas, tanto más llamativamente cuanto mayor sea \dot{p} , aumentando de prisa el gradiente horizontal de presión en comparación con el que haya a un lado y a otro, tal y como se esquematiza en la figura 1.

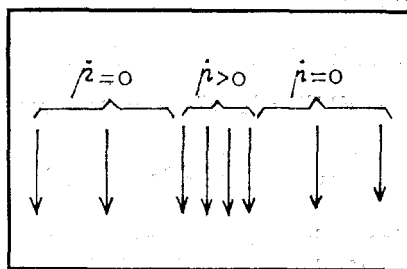


FIG. 1

La velocidad de aglomeración viene medida, precisamente, por la expresión $\dot{p}/\frac{\partial p}{\partial n}$, pues esta magnitud es la que hace que una vez que una línea isobara pasa por un punto, la siguiente tarde en llegar a ese punto mucho menos tiempo que si fuere $\dot{p} = 0$, y lo que hace aumentar a C_n es precisamente esa magnitud que se suma a la V_n . Tal aglomeración no progresa indefinidamente, pues ella hace aumentar el gradiente horizontal de presión y por tanto el valor de $\frac{\partial p}{\partial n}$, con lo que la velocidad de aglomeración disminuye progresivamente hasta alcanzar un valor de equilibrio.

3. Casos con $\dot{p} < 0$.

Al contrario de lo que ocurre en el caso anterior, se trata de *áreas con ascendencias*, haciendo éstas que disminuya la presión en el suelo.

En estos casos es

$$\frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}} > 0$$

pues numerador y denominador son, ambos, negativos, pudiendo existir tres posibilidades según que este término sea superior, igual o inferior, en valor absoluto, a V_n . Veámoslos:

3.1.

$$\frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}} > V_n \quad \Rightarrow \quad \frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}} - V_n > 0; \quad C_n = - \left(\frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}} - V_n \right).$$

Entonces C_n resulta negativo, por lo que las líneas isobaras retroceden. La condición para ese retroceso es, pues, que

$$\dot{p} > V_n \frac{\partial p}{\partial n}$$

es decir que la caída de presión por causa de las ascendencias supere al aumento de presión originado por la advección de presiones crecientes. Es como si las líneas isobaras avanzasen con la velocidad V_n , pero separándose entre sí al mismo tiempo que avanzan y siendo la velocidad de separación mayor que la de avance: el resultado es un retroceso, siendo ahora

$\dot{p}/\frac{\partial p}{\partial n}$ la velocidad de separación.

3.2.

$$\frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}} = V_n \quad \Rightarrow \quad V_n - \frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}} = 0.$$

Resulta $C_n = 0$, y las líneas isobaras permanecen inmóviles. La condición de inmovilidad de las líneas isobaras es, pues, que

$$\dot{p} = V_n \frac{\partial p}{\partial n}$$

es decir que la caída de presión en el suelo causada por la ascendencia sea exactamente equilibrada por el aumento de presión debido a la advección de presiones crecientes. Es como si dichas líneas avanzasen con la velocidad V_n pero separándose al mismo tiempo, de tal modo que la velocidad de separación fuese exactamente igual que la de avance.

Esto es lo que, con frecuencia, ocurre en las áreas afectadas por brisas (de costa o de montaña) en las que la ascendencia suele ser débil y V_n es bastante apreciable, pues es uno de los casos en que se considera que el viento real se aproxima al llamado viento "antitrípico" que sopla perpendicularmente a las líneas isobaras, hacia las bajas presiones.

3.3.

$$\frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}} < V_n$$

En este caso resulta C_n positivo, pero menor que V_n , y las líneas isobaras avanzan pero con mucha lentitud. Es como si avanzasen con la velocidad V_n pero sufriendo al mismo tiempo un proceso de separación entre ellas y siendo la velocidad de separación inferior a la V_n , de manera que cuando por un punto pasa una de esas líneas, la siguiente tarda en pasar más de lo que corresponde a la velocidad V_n .

Estas tres posibilidades del caso $\dot{p} < 0$ pueden resumirse diciendo que, cuando hay ascendencias, las líneas isobaras tratan de avanzar con la velocidad V_n , pero sufren al mismo tiempo un proceso de separación entre ellas, siendo la velocidad de separación $\dot{p} / \frac{\partial p}{\partial n}$. Como a medida que se separan, se hace más pequeño el denominador $\partial p / \partial n$, la velocidad de separación se autoincrementa progresivamente y es tanto mayor cuanto mayor sea \dot{p} .

Efectos de la aglomeración de líneas isobaras. Ciclogénesis a sotavento

Una muestra, o ejemplo, de que las consecuencias obtenidas anteriormente explican hechos reales, está en la lógica explicación que puede darse con ellas a una antigua regla empírica de predicción, según la cual "cuando el tiempo está lluvioso y el barómetro inicia la subida, si ésta viene acompañada de un notable aumento en la velocidad del viento la mejoría será rápida". En efecto, el mal tiempo en nuestras latitudes es debido, con preferente frecuencia, a borrascas cálidas de tipo ondulatorio, que van seguidas por una cuña anticiclónica móvil, formada por aire más frío (más denso); cuando se inicia la subida del barómetro es que se está iniciando el paso de la borrasca cálida al anticiclón frío, y si simultáneamente arrecia el viento de modo notable es que está teniendo lugar un importante aumento del gradiente de presión y, con ello, una aglomeración de líneas isobaras, lo que hemos de interpretar, de acuerdo con lo que antes vimos, en el sentido de que en el borde de vanguardia del anticiclón móvil se están originando fenómenos que hacen que resulte $\dot{p} > 0$, con un importante valor absoluto de \dot{p} ; tales fenómenos, de fuertes descendencias, no pueden ser otra cosa que una subsidencia muy acusada, que hace subir la presión más deprisa de lo que lo haría si tal subsidencia no tuviera lugar o fuese débil, obligando al anticiclón a avanzar con gran rapidez y, precisamente, hacia donde el viento está arreciando.

Esto no es más que un ejemplo. Otro, creo que más importante, es la posibilidad de demostrar el efecto ciclogénético en determinadas zonas a sotavento de las cordilleras, sin restricción alguna respecto a la orientación de las barreras montañosas. En efecto, en las laderas de sotavento la descendencia del aire es obligada por lo que es $\dot{p} > 0$, estando por lo común los valores absolutos más altos de \dot{p} lejos de los extremos de la cordillera, en las partes más elevadas que es donde el aire que subió por barlovento llega más frío y más seco (más denso) y se desplomará con mayor velocidad; y allí donde la descendencia es más veloz se aglomerarán las líneas isobaras más llamativamente, de acuerdo con un primer esquema como el de la fig. 2. Según este esquema habrá un paquete de máxima aglomeración, más o menos hacia el centro de la cordillera, en donde el ∇p_s tendrá un valor máximo, estando bordeado lateralmente, dicho paquete, por áreas con líneas isobaras más espaciadas donde el ∇p_s será mucho menor (designamos por ∇p_s al gradiente de la presión en la superficie del suelo).

Si consideramos cómo varía el valor del gradiente de presión en el suelo al movernos en sentido positivo o de avance, es decir de derecha a izquierda del viento (de izquierda a derecha según miramos la figura), resulta que en el primer borde del paquete se pasa bruscamente de un valor poco acusado a un máximo, y en el otro borde al revés, de un máximo a otro valor poco acusado; en el primero hay una acusada convergencia del vector ∇p_s , pues vamos de poco a mucho; y en el borde opuesto (lado izquierdo del viento) una acusada divergencia del vector ∇p_s , lo que se esquematiza en la fig. 3.

Pero donde haya $div. \nabla p_s > 0$ se origina ciclogénesis, como se ve gráficamente en la fig 4; mientras que donde haya $div. \nabla p_s < 0$ (convergencia) surge anticiclogénesis (fig. 5). Por tanto, en las laderas de sotavento las líneas isobaras se aglomeran en su parte central, provocándose una ciclogénesis en el borde del paquete que queda a la izquierda del viento y anticiclogénesis en el borde opuesto, de manera que las líneas isobaras se encorvarán de acuerdo con esas tendencias respectivas, lo que se esquematiza en la fig. 6, resultando

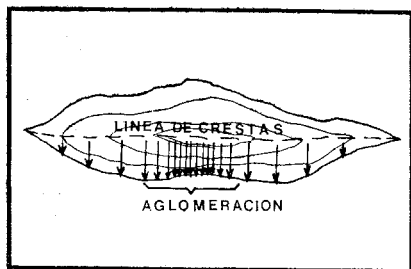


FIG. 2

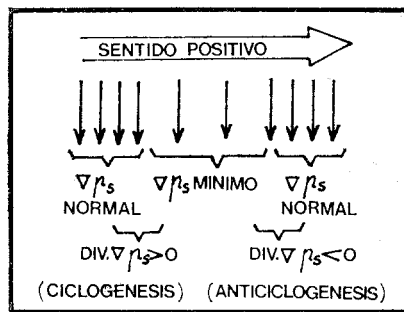


FIG. 3

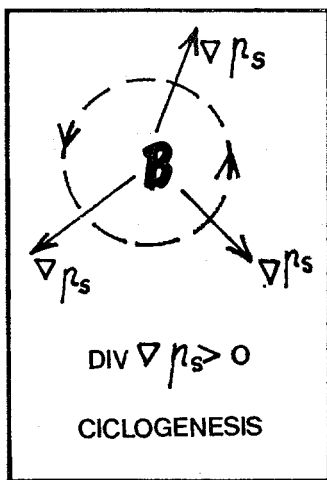


FIG. 4

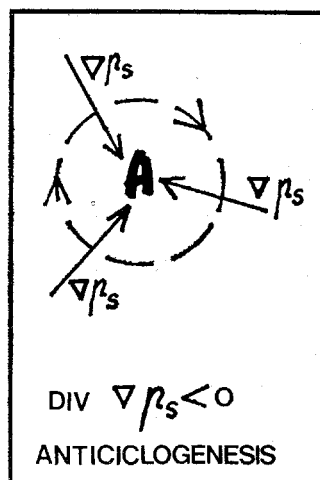


FIG. 5

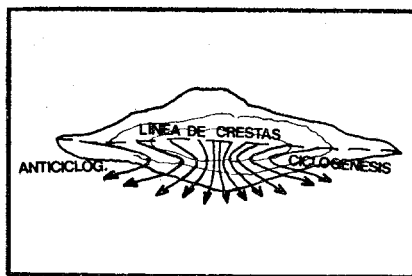


FIG. 6

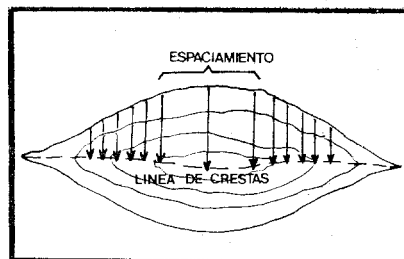


FIG. 7

que la ciclogénesis no tiene lugar en toda la ladera de sotavento, sino en la parte que, si nos ponemos de espaldas al viento, queda a la izquierda del paquete central de líneas isobaras aglomeradas.

Efectos en las laderas de barlovento

Las laderas de barlovento son de ascendencia obligada, por lo que las líneas isobaras tienden a separarse entre sí, a espaciarse. El efecto se verá favorecido por todo lo que favorezca la velocidad de ascendencia, entre lo que hay que destacar la presencia de vientos fuertes en atmósfera libre al nivel de las crestas, por el efecto de succión que se produce desde la cima de las montañas. Este efecto aumenta donde el desnivel es mayor, pues el superior dinamismo del aire tras alcanzar el nivel de condensación hace aumentar el tiro y tanto más cuanto mayor sea la elevación. Por lo común las ascendencias más fuertes corresponden a áreas alejadas de los extremos de la cordillera, ya que en éstos se rompe la continuidad del fenómeno, además de ser menores las elevaciones. Un primer esquema de todo ello es el de la figura 7.

La divergencia del vector ∇p_s en el sentido positivo, o de avance, tiene signos contrarios que en el caso anterior y se esquematiza en la figura 8, de manera que se provoca ciclogénesis a la derecha del viento en el correspondiente borde del área con ∇p_s débil, y anticiclogénesis al otro lado de esa área central, con el consiguiente encorvamiento de las líneas isobaras, tal y como, en esquema, se indica en la figura 9.

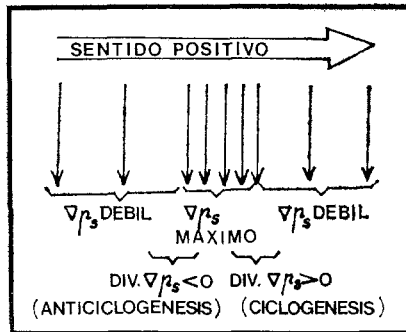


FIG. 8

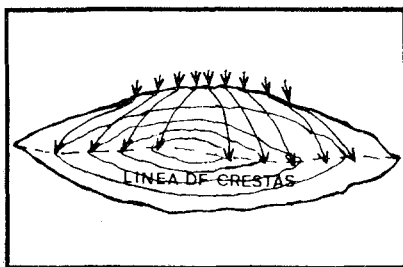


FIG. 9

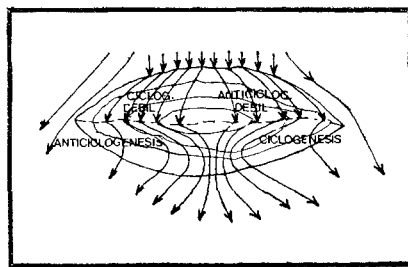


FIG. 10

Ejeto conjunto

Si conjuntamos los efectos a barlovento y a sotavento, tal como se han descrito, nos resulta el que podemos llamar esquema teórico conjunto, de la figura 10, que puede aplicarse a cordilleras de cualquier dirección, que sean remontadas por vientos que soplen en dirección sensiblemente perpendicular al eje de la cordillera. Los efectos son mucho más débiles a barlovento que a sotavento, al quedar cortados bruscamente en la línea de crestas.

Aplicación al caso de los Alpes

Es este un caso muy llamativo, y todo el que haya analizado mapas de isobaras sobre Europa sabe bien de la dificultad de trazarlas sobre esa cordillera cuando hay viento del sector Norte, por estar prácticamente pegadas unas a otras a escala sinóptica, dado lo intenso de la aglomeración en las laderas de sotavento. La fig. 11 es una adaptación del esquema teórico anterior al caso

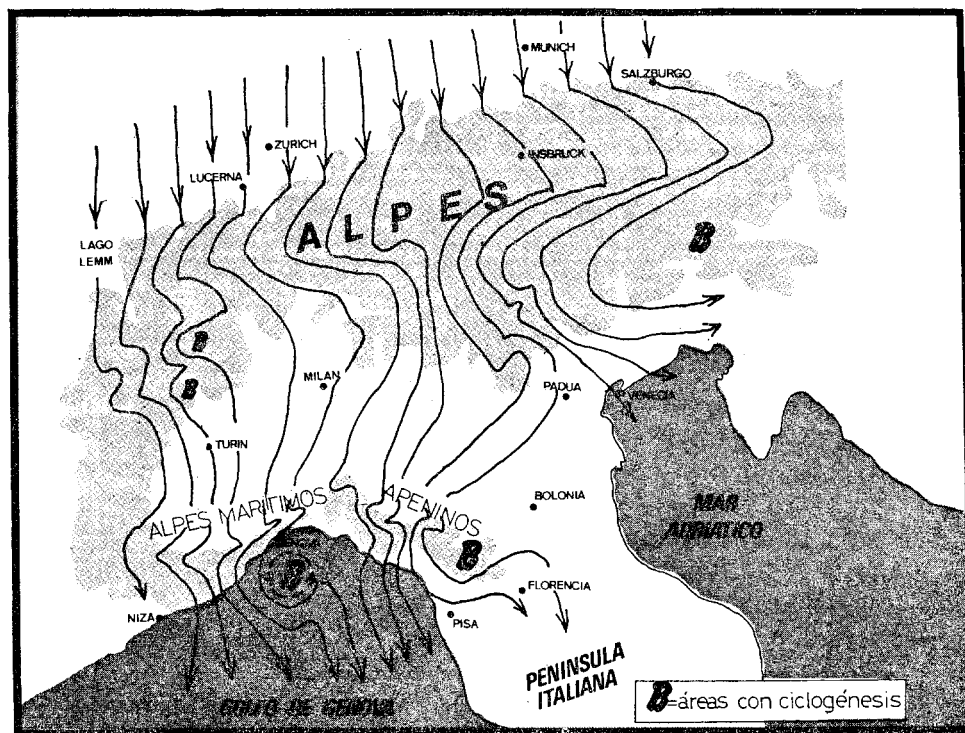


FIG. 11

de los Alpes, con situación de vientos del Norte. La ciclogénesis aparece en diversas áreas; una de ellas sobre el golfo de Génova que es la que, casi siempre, más se desarrolla en la práctica, dadas las propiedades ciclogénéticas, de

origen termodinámico, propias del Mediterráneo en general y el efecto particular, también termodinámico, de "ensenada" de dicho golfo, los cuales refuerzan la ciclogénesis básica de origen cinemático para dar lugar a la formación de importantes borrascas, de todas conocidas. Y obsérvese que, en dicho golfo, el efecto ciclogénético básico no es provocado por el macizo principal de los Alpes, sino por la cadena, mucho menos importante, de los Alpes marítimos.

Caso del valle del Ebro

En los Pirineos, los efectos descritos son especialmente acusados con vientos del NNE, que son los más perpendiculares a la cordillera y que además llegan con aire frío, muy denso. El esquema teórico se complica en este caso porque dicha cordillera casi empalma con la Cántabro-austúrica, salvo un estrecho pasillo en el área Alava-Guipúzcoa; además están los macizos montañosos del Sistema Ibérico limitando por el sur la depresión del Ebro y que también introducen nuevas complicaciones. Al sur de los Pirineos no hay un mar cálido como en el caso de los Alpes marítimos, sino el valle del Ebro donde, con la situación general citada de vientos del primer cuadrante surge la aparente anomalía de soplar el "cierzo" del NW o, como dicen en Zaragoza y en seguida veremos que tienen razón, el "cierzo del Moncayo", que es más bien un WNW que un NW puro; es un viento bastante fuerte, con frecuencia racheado y desapacible, pero con el que no suele llover si no es que pasa algún frente frío muy activo, y aún así los chubascos son muy transitorios. En la fig. 12 se han trazado líneas isobaras siguiendo exclusivamente el esquema teórico antes establecido, teniendo en cuenta los efectos en las dos vertientes, no sólo en los Pirineos sino también en los Sistemas orográficos Cántabro-austúrico e Ibérico. Aparece ciclogénesis cinemática a sotavento en el norte de Cataluña y también en el área Vitoria-Burgos-Logroño, cogiendo parte de Navarra, en las sierras sorianas de Santa Ana y del Moncayo y, así mismo, en las laderas suorientales del Maestrazgo. Por los sucesivos efectos de las sierras del sur de Vizcaya, primero, y de las de Demanda y Cebollera después, el viento llega a Zaragoza, con líneas de corriente de ligera curvatura anticiclónica, desde las comarcas nororientales de Soria, más o menos desde Agreda y Moncayo, por lo que hay que calificar de muy afortunada la frase con que nuestro buen amigo y compañero García de Pedraza define el cierzo en uno de sus trabajos, al decir que es un viento que llega a Zaragoza *rebotado* del Moncayo: a la vista de lo descrito, resulta difícil encontrar otra más expresiva que además sea correcta por su cumplido reflejo de la realidad.

Se ve así que no es que la corriente fluvial provoque, por una especie de arrastre, una corriente aérea en su misma dirección, como alguna vez se ha escrito un poco a la ligera, al menos no en forma apreciable; de manera que si el cauce del río estuviera seco, el cierzo soplaría igual en el valle del Ebro. Es más, en casos de vientos dominantes del SW, las laderas que son sotavento con el NE, se convierten en barlovento, y al contrario; y los efectos (más dé-

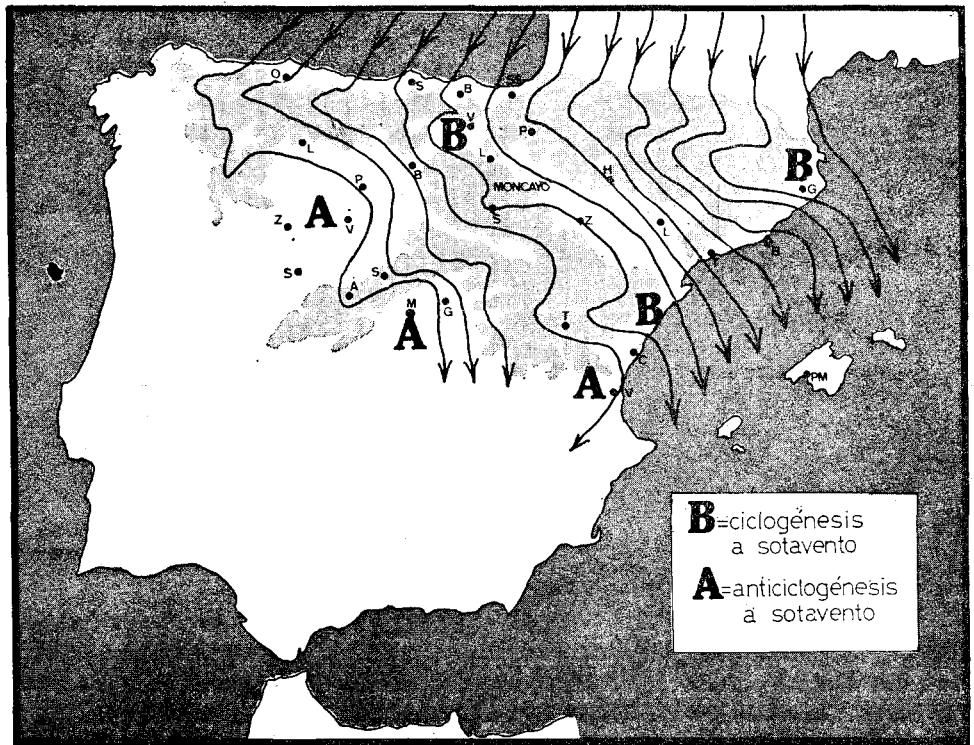


FIG. 12

biles que con situación del NE, por tratarse de aire menos denso y de una cordillera, la Ibérica, menos alta que la Pirenaica) que se producen originan que un viento moderado del SSE domine en el valle del Ebro, remontando corriente arriba el curso del río, ligeramente sesgado en Zaragoza, ajustándose más a él en la cuenca alta y atravesándosele en la cuenca baja. Tales vientos, al embestir con su componente sur las laderas de los Pirineos, originan en su parte oriental una débil ciclogénesis que, superpuesta al efecto de remonte es causa de algunas precipitaciones en los Pirineos catalanes y parte oriental del Pirineo de Huesca, efecto fácil de comprender si se le da la vuelta a la figura teórica poniéndola boca abajo, con lo que la tendencia ciclogénica de origen cinemático aparece débilmente en las laderas españolas de la mitad oriental de los Pirineos, y más acusada en la parte francesa de la mitad occidental. Y un inciso :

Merecería, creo, la pena, intentar profundizar en la posibilidad cinemática de esta ciclogénesis a sotavento de los Pirineos con viento del Sur *en verano*, pues es probable que se origine y manifieste claramente un efecto ciclogénico, de origen termodinámico, del tipo de "ensenada cálida", que reforzando esa tendencia o germen básico cinemático, tuviera algo que ver con las temi-

bles "galernas", aún no explicadas convincentemente, del todo. Es decir, pienso en algo similar a lo que ocurre en el golfo de Génova con viento norte y los Alpes de por medio, sólo que aquí sería con viento Sur, en verano, y siendo el vértice suroriental del golfo de Vizcaya el que origine el conocido efecto de ensenada cálida.

Para terminar, sólo decir que estos efectos de ascencias a barlovento y descencias a sotavento los sufre, principalmente, una capa no muy espesa de aire pegada al suelo, por lo que el "cierzo" es una corriente de poco espesor vertical: como todos sabemos, en cuanto se consideran capas de aire por encima del nivel de 850 mb, dominan los vientos del primer cuadrante, de acuerdo con la corriente general a escala sinóptica.