La Meteorología es una ciencia con marcado carácter experimental. El pronóstico del tiempo y sus múltiples problemas hacen decir al autor de este trabajo que "Para que un problema relativo a la atmósfera real esté bien planteado, hay que hacerlo sobre hechos reales".

Nueva ecuación para la traslación de líneas isobaras

Su aplicación a corrientes que remontan cordilleras Otras consecuencias

MARIANO MEDINA, Meteorólogo

Las cosas son como son, solamente. Mediante razonamientos puramente cinemáticos, dedujo Pettersen su conocida fórmula de la velocidad, C_n, de traslación de las líneas isobaras sobre el mapa del tiempo en la dirección $\underline{n}$ perpendicular a las propias líneas. Según ella, la citada velocidad se obtiene sin más que dividir la tendencia barométrica (habitualmente medida en los observatorios) por la variación de la presión a lo largo de la dirección $\underline{n}$ (o sea por el valor numérico del gradiente horizontal de presión, deducible del propio mapa), cambiando de signo al cociente resultante. Dicha fórmula nunca dio buenos resultados prácticos, por lo que en los libros de Cinemática se recurre a complementarla con el cálculo de una aceleración que obtienen, con cierta habilidad y no poca complicación, sobre la base de suponer que el movimiento de traslación citado es uniformemente acelerado. Los resultados así obtenidos son algo mejores que si se usa, tal cual, la citada ecuación, llamada usualmente 1.ª fórmula de Pettersen; pero es una mejoría de carácter exclusivamente cualitativo, distando mucho de poder usarla en aplicaciones con carácter cuantitativo. Es decir, que la citada fórmula sirve para muy poco, y prácticamente nadie la utiliza. Y ello es porque la base de la corrección, consistente en considerar como uniformemente acelerado el movimiento de traslación de las líneas isobaras, no pasa de ser una suposición gratuita, sin justificación física, ya que los fenómenos naturales no suelen atenerse a nuestros deseos de encasillarlos en algún tipo determinado de movimiento que nos facilite el cálculo. Y es que, de acuerdo con el viejo y conocido dicho castellano, las cosas son como son y no como queremos que sean.

¿Dónde está el error?. Tal y como yo lo veo, el fallo de la 1.ª ecuación de Pettersen está en que, implícitamente, considera a las líneas isobaras como líneas materiales, formadas por partículas de aire que se trasladan sin salirse de la isolínea correspondiente; y esto no es verdad casi nunca. En el cuadro n.° 1 se opera con dicha fórmula, llegándose a la conclusión de que, si es cierta, ha de ser nula la magnitud $\dot{p} = \frac{dp}{dt}$. Esto de que sea $\frac{dp}{dt} = 0$, es correcto para los puntos *geométricos* que forman cada línea isobara, ya que por definición dichos puntos están siempre a la misma presión. Pero ¿qué pasa con las partículas de aire que inicialmente ocupan las posiciones que corresponden a esos puntos geométricos?,

¿también para ellas es $\frac{dp}{dt} = 0$?

Todo parece indicar que así se considera en dicha fórmula, a no ser que se esté ignorando la presencia y movimiento de las partículas de aire en nuestra atmósfera. Pero si se considera que es $\frac{dp}{dt} = 0$ para dichas partículas, éstas se han de mover obligatoriamente sin salirse de la superficie isobárica cuya intersección con el plano del mapa sea la línea isobara en cuestión. Esto supone que si las partículas abandonan esa línea para irse a otros lugares de la misma superficie isobárica, otras partículas procedentes de la misma superficie (para que sigan estando a la misma p = cte) irán a ocupar los sitios que queden libres; lo cual, para lo que estamos tratando, es lo mismo que si la línea isobara siempre estuviese formada por las mismas partículas de aire, lo que equivale a considerarla como si fuese una línea material, O sea, que para que fuese cierta la 1.ª fórmula de Pettersen, en la realidad física de nuestra atmósfera tendría que cumplirse alguna de las tres siguientes condiciones:

CUADRO NUM. 1

Consecuencias de la ecuación de Pettersen

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

De ella:

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

Al tratarse de un movimiento plano y ser el gradiente horizontal de presión perpendicular a las líneas isobaras, el primer término es el producto escalar:

$$\vec{C} \cdot \vec{\nabla}_h p = C_n \cdot \frac{\partial p}{\partial n}$$

y por tanto:

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

donde $\vec{C}$ es la velocidad con que se trasladan los **puntos geométricos** que forman la línea isobara. El primer miembro de la última ecuación es, precisamente, el valor de la magnitud $\frac{dp}{dt} = \dot{p}$ y por tanto:

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

— O que las partículas de aire se mueven haciendo navegación isobárica (lo que sólo ocurre en casos muy particulares y poco frecuentes).

— O que cada partícula de aire se identifica con un punto determinado de una línea isobara, lo que supondría que la velocidad de las partículas sería la misma que la de los puntos geométricos de la línea isobara, y éstas avanzarían con la componente de la velocidad del viento normal a ellas (lo que sólo en casos excepcionales confirma la experiencia). En tal caso, sobraría la fórmula de Pettersen y cualquier otra que no fuese la del movimiento del aire.

— O que el viento *real* coincide con el *geostrófico;* en cuyo caso las partículas se moverían a lo largo de la línea isobara en la que estén, sin salirse nunca de ella, con lo que se mantendrían a presión constante y se cumpliría la referida fórmula. Pero el viento geostrófico no es más que una abstracción teórica, resultante de una drástica simplificación de la ecuación del movimiento, y sólo en casos excepcionales coincide con el viento real.

Se podría argumentar, respecto a esta última posibilidad, que es práctica corriente en Meteorología tomar el viento geostrófico como si fuese el real, ya que la diferencia suele ser poco importante. Mi contestación es que puede ser poco im-

CUADRO NUM. 2

Nuevo planteamiento del problema.– Para los puntos geométricos de la línea isobara es por definición $p =$ cte. y por tanto $\frac{dp}{dt} = 0$

$$\dot{p} = \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + C_n \frac{\partial p}{\partial n} = 0 \quad \text{(que es la fórmula de Pettersen)}$$

Pero para el movimiento de las partículas de aire no tiene por qué ser nula la derivada total, o variación individual, de la presión respecto al tiempo, de manera que si es V_n la componente de su velocidad en la dirección considerada (componente del viento normal a las líneas isobaras) habrá de cumplirse que:

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

Estos dos movimientos son simultáneos, aunque en general no coincidan, y ambos afectan, como se ve en las respectivas ecuaciones, a $\frac{\partial p}{\partial t}$ es decir, a la tendencia barométrica. Pero ésta no puede tener, simultáneamente, dos valores distintos, por lo que deberemos igualar sus respectivos valores obtenidos de cada una de las dos ecuaciones precedentes, resultando que:

$$\frac{dp}{dt} - V_n \frac{\partial p}{\partial n} = - C_n \frac{\partial p}{\partial n} \rightarrow C_n = V_n - \frac{\frac{dp}{dt}}{\frac{\partial p}{\partial n}} ; \qquad \boxed{C_n = V_n - \frac{\dot{p}}{\frac{\partial p}{\partial n}}}$$

que es una expresión, a mi juicio, mucho más coherente que la 1.ª fórmula de Pettersen, y que puede ser considerada como *ecuación fundamental en la traslación de líneas isóbaras.*

Y obsérvese que la nueva ecuación obtenida se convierte en la 1.ª fórmula de Pettersen en cuanto sustituyamos el viento real por el viento geostrófico G; pues en efecto, este viento circula a lo largo de la línea isobara, por lo que es $V_n = 0$, con lo que resulta:

$$C_n = - \frac{\frac{dp}{dt}}{\frac{\partial p}{\partial n}} \quad \text{pero} \quad \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{G} \cdot \vec{\nabla}_h p \quad \text{y al ser por definición}$$

$\vec{G}$ perpendicular al $\vec{\nabla}_h p$, su producto escalar es nulo, por lo que se puede poner: $\left(\frac{dp}{dt} \right)_G = \frac{\partial p}{\partial t}$

resultando que, en tal caso, es $C_n = - \frac{\frac{\partial p}{\partial t}}{\frac{\partial p}{\partial n}}$ que es la 1.ª fórmula citada. (Es de advertir que a la conclusión de que si se considera que el viento es el geostrófico puede, en el suelo, escribirse que $\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t}$ ya llegó Ertel al calcular una nueva expresión, que estimaba aproximada, para la tendencia barométrica, al no estar conforme con la clásica de Bjerknes, contra la que también se manifestó Sutcliffe.).

portante y ser, sin embargo, muy significativa, lo cual depende de la índole del problema que se esté considerando. En el que tratamos aquí, al usar la aproximación geostrófica renunciamos a tener en cuenta los fenómenos de divergencia del viento (pues es sabido que el viento geostrófico es no divergente), lo que lleva consigo introducir en la ecuación una condición de imposibilidad de movimientos espontáneos de ascendencia y descendencia, ya que éstos son consecuencia de la citada divergencia. Este es, exactamente, el error de la fórmula que comentamos: y es un error que me parece grave, *por que en la realidad física de nuestra atmósfera son las ascendencias y descendencias las más importantes causas de variación de la presión,* por lo cual afectan de un modo *fundamental* al movimiento de las líneas isóbaras.

En el libro de Cinemática de José M.ª Jansá se dice con toda claridad que la 1.ª fórmula de Pettersen 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 ecuación, lo que sin duda indica una decidida reserva mental sobre la corrección de dicha fórmula.

La distinción entre puntos geométricos y partículas materiales ha sido considerada para el caso de la traslación de líneas isotermas por algún investigador, como el Prof. Morán Samaniego; pero no, que yo sepa, para el caso de líneas isobaras en el que, por lo que va dicho, creo que es imprescindible y es de lo que se trata a continuación.

Planteamiento sobre hechos reales. Un viejo aforismo asegura que un problema bien planteado es un problema resuelto. Por mi cuenta añado que para que un problema relativo a la atmósfera real esté bien planteado, hay que hacerlo sobre hechos reales. Y el hecho real es, en nuestro caso, que una partícula de aire está en un punto determinado en un determinado instante, y que por ese punto pasa la línea isóbara que corresponda al valor de la presión que la partícula soporta en ese momento; lo que no tiene por que significar que también en el instante siguiente la partícula tenga que estar en un punto en el que la presión sea exactamente la misma que antes soportaba; lo más frecuente es que dicha presión sea distinta y que por ese 2.° punto, distinto o no del primero, pase una superficie isobárica diferente de la que contenía a la línea isóbara anterior, pasando por tanto una línea isóbara distinta. Es decir, que para plantear el problema en la realidad física, *hay que considerar dos velocidades diferentes en la dirección, perpendicular a las líneas isóbaras, sobre la que tratamos de medir la traslación de éstas en el plano del mapa: una es la C_n de los puntos 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 isóbaras, que es por lo común muy pequeña en latitudes altas, pequeña en latitudes medias en la mayor parte de los casos, pero muy apreciable en latitudes bajas y en determinados fenómenos de otras latitudes 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 isóbaras y hacia las presiones bajas. En cualquier caso, no por su pequeñez podemos suprimirla, pues si lo hacemos, caemos en la hipótesis geostrófica con los graves inconvenientes antes citados. Debemos, pues, considerar por separado la traslación de los puntos geométricos que forman la línea isóbara y la traslación de las partículas de aire que en un momento dado estén sobre esa línea. En el cuadro n.° 2 detallamos, aparte, el cálculo correspondiente a este nuevo planteamiento del problema, obteniéndose una nueva ecuación que da la velocidad C_n en función de la componente V_n del viento real en la dirección $\underline{n}$, en función también del grado de separación entre las líneas isóbaras (considerándolas trazadas, como es habitual, para un intervalo constante de presión) y así mismo en función de la magnitud $\dot{p}$ que mide la velocidad de ascendencia o descendencia de las partículas a las superficies isobáricas, ya que es la variación individual, o derivada total, respecto al tiempo, de la 3.ª coordenada en el sistema (x,y,p,t) de coordenadas isobáricas preconizado por Sutcliffe.

Interpretación física de la nueva ecuación. Las ecuaciones teóricas proporcionan una especie de cimientos firmes sobre los que basar el desarrollo de cualquier cuestión; pero es indispensable una adecuada interpretación física para evidenciar su utilidad y poder comprobar experimentalmente su certeza, pudiendo entonces extraerse consecuencias prácticas. En nuestro caso y por tratarse de traslaciones es necesario establecer, antes de empezar la discusión, un sentido al que referirlas. Tomaremos como *sentido positivo*, o *sentido de avance*, el de V_n, es decir, el de la componente del viento real normal a las líneas isóbaras, de modo que consideraremos que éstas avanzan si es C_n positivo, o sea si es de igual sentido que V_n. En el cuadro n.° 3 se especifica esta discusión. De sus resultados queremos destacar que:

CUADRO NUM. 3

Discusión de la nueva ecuación: $C_n = V_n - \dfrac{\dot{p}}{\dfrac{\partial p}{\partial n}}$

Consideramos como positivo el sentido de $\underline{V_n}$, que va siempre de las altas a las bajas presiones. En tal caso, la magnitud $\dfrac{\partial p}{\partial n}$ es siempre negativa, ya que el gradiente de presión va en el mapa, de las bajas presiones a las altas. En consecuencia, el producto $V_n \dfrac{\partial p}{\partial n}$ o término advectivo, es siempre negativo, lo que como es sabido significa que la $\underline{V_n}$ advecta siempre presiones crecientes. Sentado todo lo cual, vamos a referir la discusión al signo de la magnitud $\underline{\dot{p}}$ siendo evidente que existen tres únicas posibilidades al respecto, según sea:

$$\dot{p} = 0, \qquad \dot{p} > 0, \qquad \dot{p} < 0$$

Caso 1.°: $\dot{p} = 0$

Es decir $\dfrac{dp}{dt} = 0$; se trata de áreas en las que no hay variación individual de la presión de las partículas respecto al tiempo, lo que quiere decir que no se salen de la superficie isobárica en la que estén, de manera que no hay ascendencias ni descendencias del aire que tengan una componente perpendicular a las superficies isobáricas; o sea, no consideramos como ascendencias ni descendencias los movimientos isobáricos, aunque éstos puedan tener una componente vertical debido a que las superficies isobáricas suelen ser algo inclinadas respecto a la horizontal: en cambio sí que consideramos ascendencias o descendencias a los movimientos que tengan una componente perpendicular a las superficies isobáricas, aún en el caso (perfectamente posible, aunque raro) de que su componente vertical sea nula.

Pues bien, en tales casos resulta ser $C_n = V_n$ y la línea isóbara avanza con una velocidad igual a la componente del viento real perpendicular a ella. Lo cual 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 por causa del viento, siendo un caso muy poco frecuente.

Caso 2.°: $\dot{p} > 0$

O sea $\dfrac{dp}{dt} > 0$. Se trata de regiones en las que la presión que soportan las partículas de aire sufre un aumento individual con el tiempo, lo que sólo puede ocurrir si dichas partículas sufren descendencias, ya que la otra posibilidad, la de un movimiento plano de las partículas hacia las altas presiones sería moverse en contra del viento, lo que es absurdo por la propia definición de viento.

En tales casos, como $\dfrac{\partial p}{\partial n}$ es siempre negativa, resulta que es: $\dfrac{\dot{p}}{\dfrac{\partial p}{\partial n}} < 0$

Con lo que se obtiene: $C_n = V_n + \left| \dfrac{\dot{p}}{\dfrac{\partial p}{\partial n}} \right| > V_n$

y las líneas isóbaras 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 presiones crecientes. En consecuencia, las líneas isóbaras se aglomerarán en estas áreas y sólo en ellas, tanto más llamativamente cuanto mayor sea el valor absoluto de $\dot{p}$ aumentando de prisa el gradiente horizontal de presión en comparación con el que haya a un lado y al otro, tal como se esquematiza en la figura 1.

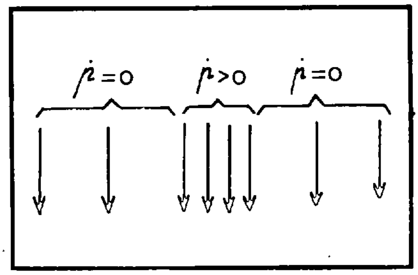

Figura 1

La velocidad de aglomeración vendrá medida por la expresión $\dfrac{\dot{p}}{\dfrac{\partial p}{\partial n}}$ pues es precisamente esta magnitud la que hace que una vez que una línea isóbara pase por un punto la siguiente tarde en llegar a ese punto mucho menos tiempo que si fuese $\dot{p} = 0$ siendo esa magnitud la que al sumarse V_n hace aumentar el valor de C_n. Tal aglomeración de isobaras no progresa indefinidamente, pues ella hace aumentar el gradiente horizontal de presión y, por tanto, el valor de $\dfrac{\partial p}{\partial n}$ con lo que la velocidad de aglomeración disminuye progresivamente hasta alcanzarse un valor de equilibrio.

Caso 3.°: $\dot{p} < 0$

Al contrario de lo que ocurre en el caso anterior, se trata ahora de áreas con ascendencias, haciendo éstas que disminuya la presión en el suelo. En estos casos resulta

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

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

3.° 1.–

$$\frac{\dot{p}}{\dfrac{\partial p}{\partial n}} > V_n \rightarrow \quad V_n - \frac{\dot{p}}{\dfrac{\partial p}{\partial n}} < 0 \qquad C_n = -\left(\frac{\dot{p}}{\dfrac{\partial p}{\partial n}} - V_n \right) < 0$$

Aquí resulta C_n negativo, por lo que las líneas isóbaras retroceden. La condición para este 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 isóbaras avanzasen con la velocidad V_n pero separándose entre sí al mismo tiempo que avanzan y siendo su velocidad de separación mayor que la de avance, con lo que resulta un retroceso, siendo ahora $\dfrac{\dot p}{\dfrac{\partial p}{\partial n}}$ la velocidad de separación.

3.° 2.– $$\frac{\dot p}{\dfrac{\partial p}{\partial n}} = V_n \quad \rightarrow \quad V_n - \frac{\dot p}{\dfrac{\partial p}{\partial n}} = 0$$

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

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

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

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

3.° 3.– $$\frac{\dot p}{\dfrac{\partial p}{\partial n}} < V_n$$

En este caso, resulta C_n positivo, pero menor que V_n y las líneas isóbaras avanzan, pero con enorme 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 $p < 0$ puede resumirse diciendo que cuando hay ascendencias, las líneas isóbaras están sometidas a una velocidad de avance V_n, pero sufren un simultáneo proceso de separación entre ellas, siendo $\dfrac{\dot p}{\dfrac{\partial p}{\partial n}}$ la velocidad de separación. Como a medida que se separan se hace más pequeño el denominador $\dfrac{\partial p}{\partial n}$, la velocidad de separación se autoincrementa progresivamente, aumentando con $|p|$.

a) En las regiones donde hay *descendencias,* las líneas isóbaras se ***aglomeran*** hasta un cierto grado de apelmazamiento, alcanzado el cual la aglomeración no aumenta; tal aglomeración de isolíneas es más llamativa cuanto mayor sea el valor absoluto de $\dot p$.

b) En las regiones donde hay *ascendencias,* las líneas isóbaras se ***separan,*** autoincrementándose espontáneamente el espaciamiento, el cual resulta más acusado cuanto mayor sea $|\dot p|$.

Explicación de una regla empírica de predicción. Una muestra de que las consecuencias obtenidas explican hechos reales, está en la lógica justificación 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". Pues, en efecto, en nuestras latitudes el mal tiempo 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 el barómetro inicia la subida 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 isóbaras; lo que, de acuerdo con lo que antes vimos, debemos interpretar en el sentido de que en el borde de vanguardia del anticiclón móvil se están originando fenómenos que hacen que resulte $\dot p > 0$, siendo importante el 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 mucho más deprisa que 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. Consideramos a continuación una consecuencia que parece más importante.

Una explicación general de la ciclogénesis a sotavento. De los resultados obtenidos al interpretar y discutir físicamente la nueva ecuación, puede obtenerse una explicación, o demostración, general, de la existencia de un efecto ciclogenético en determinadas zonas a sotavento de las cordilleras, cuyo origen es en principio cinemático, y que debe ocurrir cualquiera que sea la orientación de la cordillera, siempre que sea remontada por vientos con una apreciable componente normal al eje del sistema montañoso. Es de advertir, y queremos recordarlo, que para el caso de corrientes zonales, que remontan cordilleras alargadas 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 por Morán (basándose en el 2.° teorema de Bjerknes); pero en ambas demostraciones es condición necesaria la constancia de la latitud en la corriente aérea, lo que sólo sucede con vientos zonales que remontan cordilleras que han de ser meridianas, sirviendo la demostración únicamente para este caso. El fenómeno que dichas demostraciones evidencian es de origen puramente dinámico y es distinto del que pretendemos justificar aquí, el cual tiene en principio un origen cinemático, no siendo necesaria la constancia de la latitud, por lo que debe ocurrir cualquiera que sea la dirección de la corriente que remonte una cordillera cuyo eje sea, más o menos, perpendicular a la dirección dominante del viento. Naturalmente, este último efecto puede darse simultáneamente con otros de origen dinámico como el antes citado, u otros de carácter termodinámico, reforzándose o anulándose unos con otros, según los casos. Precisamente el experimento, o programa, ALPEX, de la O.M.M., tiene por meta descubrir y profundizar experimentalmente en todos esos efectos dinámicos y termodinámicos; pero, en mi opinión, la base, el germen, la tendencia inicial ciclogenética, surge en general como una consecuencia de la nueva ecuación a que nos venimos refiriendo.

En efecto, en las laderas de sotavento la descendencia del aire es obligada, por lo que resulta $\dot{p}>0$, estando por lo común los valores más altos (absolutos) 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 figura 2, según el cual habrá un paquete de máxima aglomera-

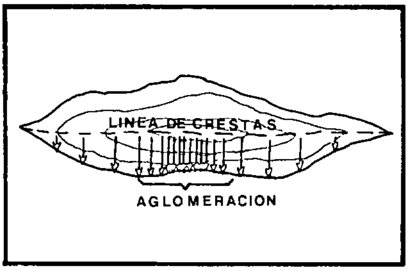

Figura 2

ción, más o menos hacia la zona central de la cordillera, en donde el ∇p_s tendrá un valor máximo, estando bordeado lateralmente, dicho paquete, por áreas con líneas isóbaras 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 este último gradiente al movernos en sentido positivo o de avance, es decir, de derecha a izquierda del viento, resulta que en el borde del paquete a la derecha del viento 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. O sea, en el primer borde citado 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, tal como se indica en la fig. 3. Pero

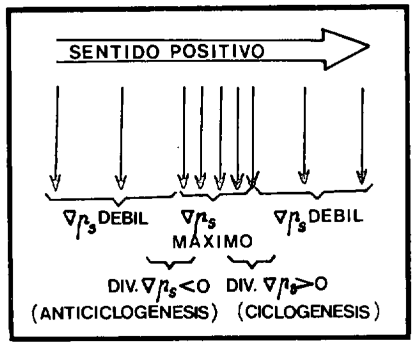

Figura 3

donde haya div. $\nabla p_s>0$ se origina ciclogénesis, como se ve gráficamente en la fig. 4; mientras que donde

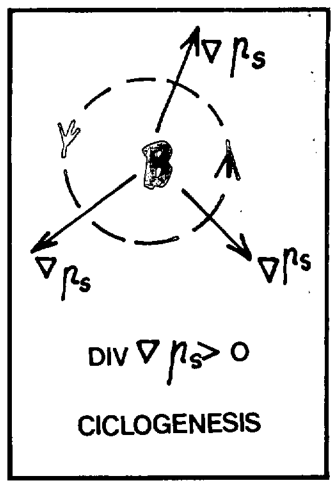

Figura 4

sea div. $\nabla p_s<0$ (convergencia) surge anticiclogénesis, o ciclolisis, como se ve en la fig. 5. Por tanto, en las laderas de sotavento se aglomerarán las isóbaras 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

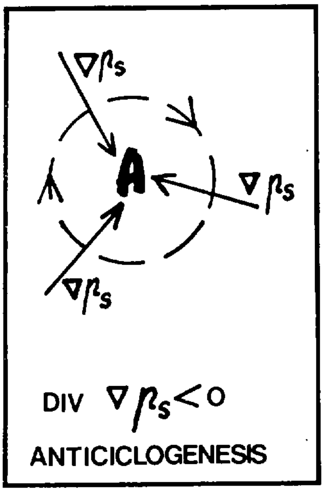

Figura 5

que las líneas isóbaras se encorvarán de acuerdo con esas tendencias respectivas, lo que se esquematiza en la fig. 6, resultando que la ciclo-

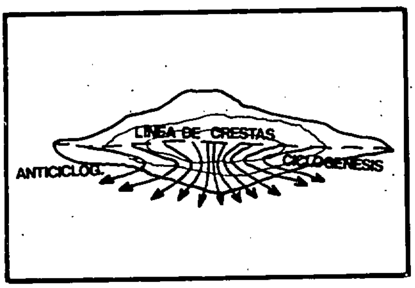

Figura 6

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

Efectos en las laderas de barlovento. Aquí es obligada la ascendencia, por lo que las isóbaras tienden a separarse entre sí. El efecto se verá favorecido por todo lo que favorezca la velocidad de ascendencia; por ejemplo, la presencia de vientos fuertes en atmósfera libre al nivel de las crestas, por el efecto de succión que se produce desde las cimas. El 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, lo que ocurrirá por lo común en lugares alejados de los extremos

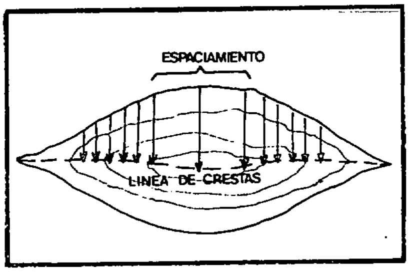

Figura 7

de la cordillera, ya que en éstos se rompe la continuidad del fenómeno, además de ser menores las elevaciones. Un primer esquema de ello es el de la fig. 7. La divergencia del

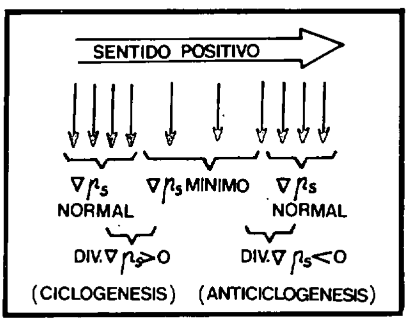

Figura 8

vector ∇p_s en el sentido positivo, o de avance, tiene signos contrarios al caso anterior y se detalla en la fig. 8, provocándose ciclogénesis a la derecha del viento en el correspondiente borde del área con isobaras espaciadas, y anticiclogénesis al otro lado de esa área central, con el consiguiente encorvamiento de las isóbaras, tal y como se esquematiza en la fig. 9.

Efecto conjunto. Conjuntando los efectos a barlovento y a sotavento, tal como se han descrito, nos resulta el esquema teórico conjunto

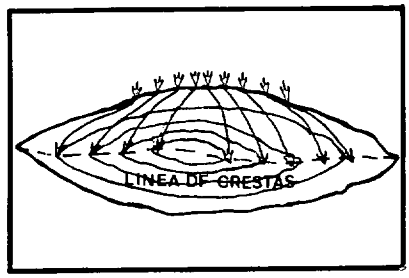

Figura 9

de la fig. 10, siendo los efectos más débiles a barlovento que a sotavento

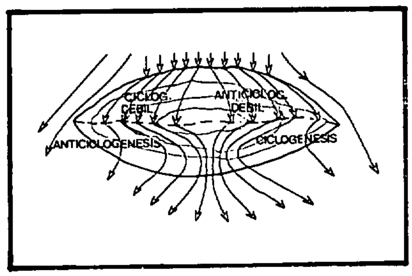

Figura 10

al quedar bruscamente cortados en la línea de crestas.

Aplicación a los Alpes. En la fig. 11 se ha adaptado el esquema anterior a los Alpes para el caso de viento Norte. Con isóbaras muy aglomeradas a sotavento, la ciclogénesis aparece en diversas áreas; una en el golfo de Génova que suele desarrollarse mucho, ayudada por las propiedades ciclogenéticas termodinámicas propias de dicho golfo mediterráneo, y origina las borrascas de todos conocidas. El efecto básico no es provocado por el macizo principal de los Alpes, sino por los Alpes marítimos, mucho menos importantes.

Caso de la cordillera Pirenáica. Los efectos son muy acusados con el NNE (aire frío, muy denso). El esquema se complica por la presencia de los Sistemas orográficos Cántabro-Astúrico e Ibérico. En la fig. 12 se ha aplicado el esquema teórico, y aparece ciclogénesis a sotavento: en el norte de Cataluña, área Vitoria-Burgos-Logroño, sierras de Sta. Ana y Moncayo y laderas surorientales del Maestrazgo. Por sucesivos efectos de las sierras del sur de Vizcaya, Demanda y Cebollera, el viento llega a Zaragoza con ligera curvatura anticiclónica desde Agreda y Moncayo: es el "cierzo", del WNW, racheado, fuerte y sin lluvia.

Para situaciones con viento SSW, debe haber acusada tendencia ciclogenética a sotavento en la parte francesa del Pirineo occidental (ver boca abajo la fig. 10). En verano, con Sur flojo y persistente varios días, es probable un efecto ciclogenético termodinámico en el golfo de Gascuña, que reforzando la tendencia citada, pudiera tener que ver con las temibles "galernas", aún por explicar del todo convincentemente; es decir, algo similar a lo del golfo de Génova con Norte, sólo que aquí con Sur y en verano.

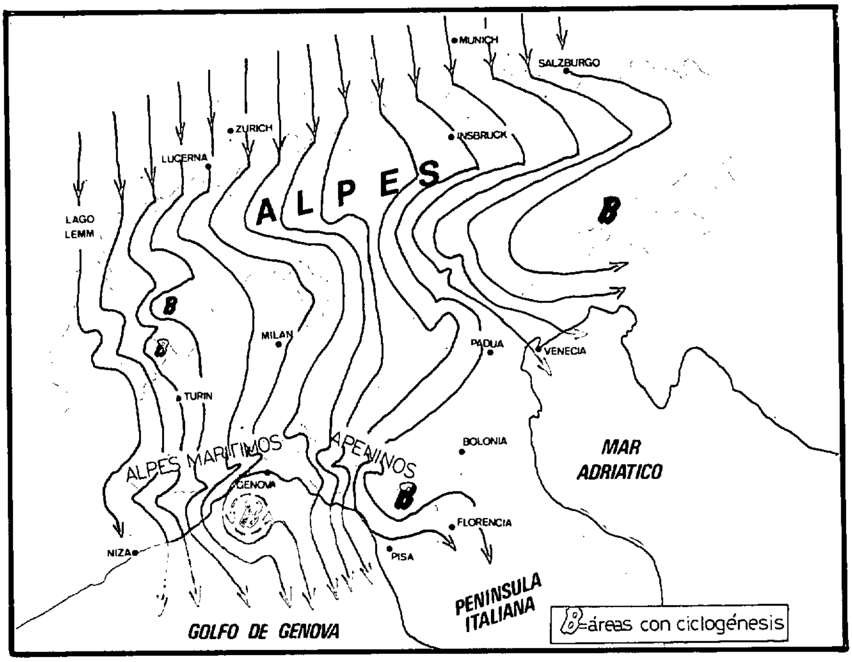

Figura 11

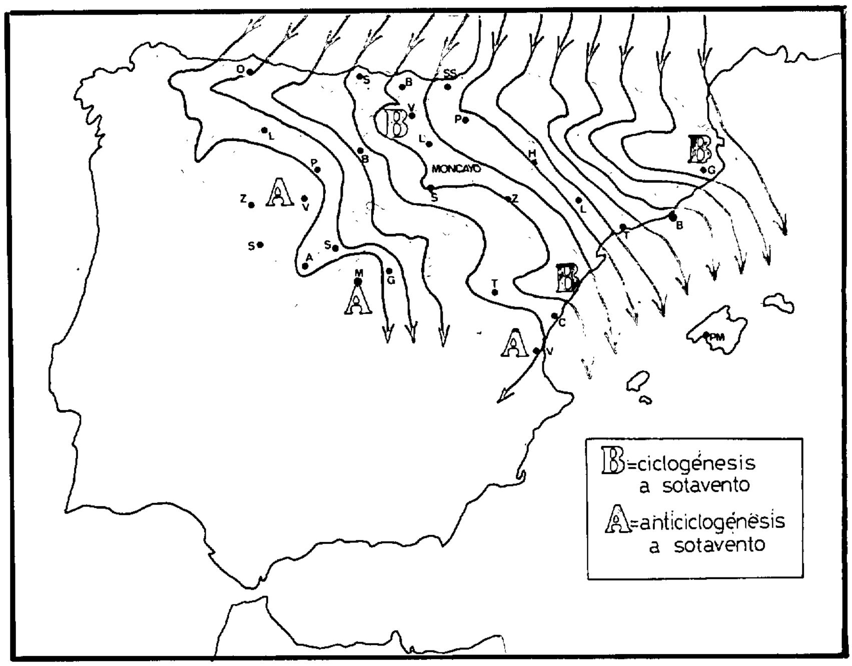

Figura 12

Aplicación a la previsión cuantitativa de ascendencias y descendencias. Calculado mediante modelos matemáticos un mapa de isóbaras previsto, debe ser fácil obtener el valor medio previsto para C_n; y también para V_n y para $\frac{\partial p}{\partial n}$; con ello podría obtenerse el valor de $\dot{p}$ en diversas áreas que interesen, siendo un valor absolutamente coherente con las condiciones generales de evolución que estén incluidas en el modelo matemático usado para el pronóstico. ■