Capítulo 9.- El viento en los mapas meteorológicos.

9.1.- El gradiente de presión.

Como es bien conocido, uno de los campos físicos más importantes para el estudio de la Meteorología es el campo de presiones establecido en la atmósfera, cuya representación mediante isobaras (lugar geométrico de los puntos de una misma superficie geofísica que poseen igual valor de presión) o isohipsas (líneas que unen puntos con igual altura geodésica de una misma superficie bárica) aporta información relevante acerca de otras variables, así como sobre la evolución dinámica de los sistemas meteorológicos. Por esta razón, y pese a que el campo de presiones ha sido estudiado con detalle en cursos precedentes, la importancia que el viento posee para los objetivos de este capítulo, aconsejan efectuar una descripción previa acerca de la relación entre el gradiente de presiones y el viento.

Así, recordemos que la condición de equilibrio para un volumen unitario de aire en el seno de la atmósfera no perturbada, es la igualdad entre el gradiente de presiones establecido (que en el caso de una atmósfera no perturbada poseerá planos isobáricos horizontales y, por tanto, gradiente vertical ascendente), y su peso específico, como se indica en la figura 9.1.

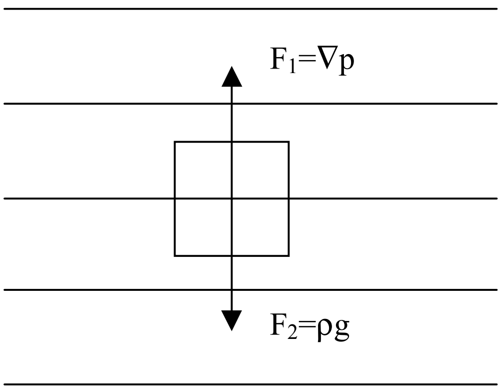


Figura 9.1

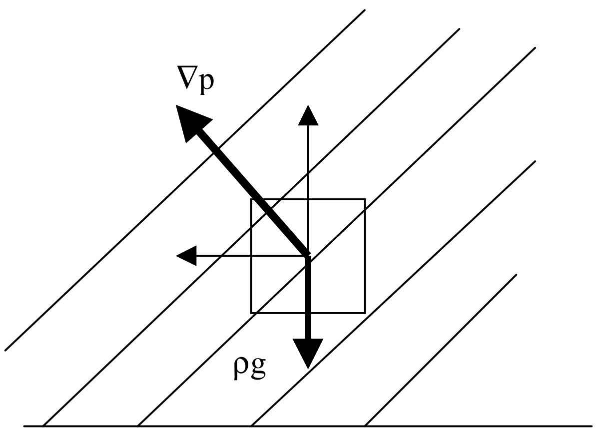


Figura 9.2

Considerando una situación atmosférica real en la que, a escala local, los planos isobáricos forman un cierto ángulo con la horizontal (ruptura del equilibrio), el gradiente de presiones se inclina también, originando dos componentes, como se indica en la figura 9.2.

Si la componente vertical no compensa al peso específico del aire, habrá movimiento vertical en el mismo.

Como la componente horizontal no encuentra ninguna fuerza que se oponga a ella y la pueda equilibrar, en la atmósfera siempre existirá un desplazamiento horizontal de las masas de aire, que serán empujadas por este gradiente horizontal desde las altas a las bajas presiones (viento).

Es decir, el origen del viento se halla en la existencia de componente horizontal en el gradiente de presiones, o lo que es lo mismo, en la inclinación de las superficies isobáricas.

El viento así generado, provocado exclusivamente por la componente horizontal del gradiente de presiones, circularía perpendicularmente a las líneas isobaras de un mapa de superficie, en línea recta y desde las altas a las bajas presiones. Se trata de un modelo de viento teórico denominado *viento de Euler*.

Sin embargo, esta no es sino una primera aproximación al problema, pues aún hay que considerar una serie de fuerzas que actúan sobre el viento que proporcionarán, sucesivamente, modelos más aproximados al viento real.

En primer lugar, y debido a la rotación del planeta, existe una fuerza adicional a tener en cuenta, la *fuerza de Coriolis*, que originará una desviación en la trayectoria del viento teórico de Euler. El modelo resultante tras la consideración de la acción de Coriolis se denomina *viento geostrófico.*

Asímismo, como consecuencia de la curvatura de trayectoria que supone la acción de Coriolis, es preciso considerar la fuerza centrífuga sobre el aire, denominada *componente ciclostrófica*, que conduce a una mayor aproximación al viento real, y que denominamos *viento de gradiente*.

Por último, hay que tener en cuenta el rozamiento de unas capas de aire con otras, y el de las capas más bajas con la superficie de la Tierra. Aunque en el primer caso el rozamiento puede ser despreciado sin alterar sustancialmente los resultados previstos, el efecto sobre las últimas es considerable y no pueden ser omitido. La aplicación de las correcciones derivadas del rozamiento conducen a un modelo, *viento antitríptico*, suficientemente aproximado al viento real.

9.2.- El viento geostrófico.

De las ecuaciones generalizadas de la cinemática relativa se deduce que, cuando un punto se desplaza a velocidad **v** respecto de un sistema que gira con velocidad angular $\boldsymbol{\omega}$, hay que considerar sobre ese punto una aceleración adicional, denominada aceleración de Coriolis, cuyo valor viene dado por

$$\vec{a}_c = -2(\vec{\omega} \times \vec{v}) = 2(\vec{v} \times \vec{\omega}) \qquad (9.1)$$

cuyo módulo puede escribirse,

$$a_c = 2\omega\, v\, sen\phi \qquad (9.2)$$

siendo ϕ el ángulo formado por los vectores **v** y **ω**.

El caso de una masa de aire desplazándose en el planeta es un claro ejemplo de lo antes citado, donde el ángulo ϕ coincide con la latitud del punto.

A partir de la expresión vectorial de la aceleración de Coriolis, es fácil deducir que, para el caso en que el punto (masa de aire) se desplace circunvalando la Tierra a lo largo de un meridiano, para el hemisferio Norte, la fuerza de Coriolis desvía el móvil *a la derecha* de su trayectoria, y en el hemisferio Sur, tal desviación tendrá lugar *hacia la izquierda*, (figura 9.3).

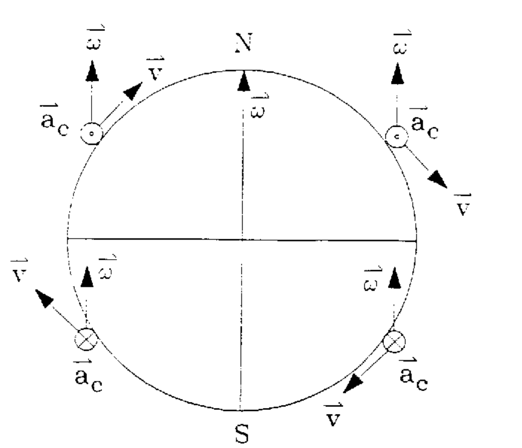


Figura 9.3

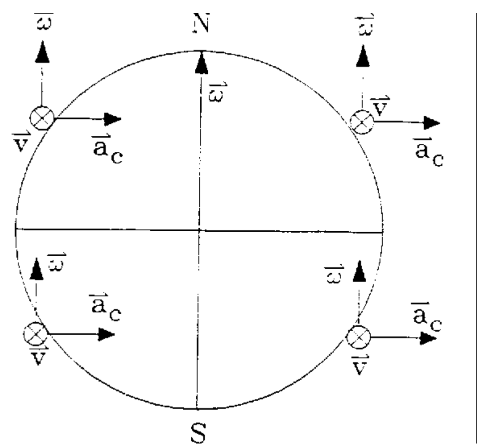


Figura 9.4

Si ahora suponemos que la masa de aire se desplaza a lo largo de los paralelos, como ilustra la figura 9.4, vemos que, tanto si son recorridos de E a W o en sentido contrario, la fuerza de Coriolis aporta una componente horizontal que desvía el móvil hacia la derecha de su trayectoria en el hemisferio Norte, y hacia la izquierda en el hemisferio Sur. Puesto que cualquier trayectoria del viento sobre el planeta, puede descomponerse en dos componentes, una en la dirección de los meridianos y otra en la de los paralelos, y dado que la aceleración de Coriolis actúa de forma análoga sobre ambas, es posible generalizar el resultado, concluyendo *que la fuerza de Coriolis desvía los vientos a la derecha de su trayectoria, en el hemisferio Norte, y a la izquierda en el Sur.*

De la ecuación (9.2) se deriva que la aceleración de Coriolis aumenta con la latitud, siendo máxima en los polos y anulándose en el ecuador. El factor $f=2\omega\sin\phi=14.6\mathrm{x}10^{-5}\sin\phi$ recibe el nombre de *parámetro de Coriolis*, siendo de uso muy habitual en Meteorología Dinámica.

De acuerdo con lo que antecede, resulta fácil entender cómo llega a establecerse el viento geostrófico. Consideremos un mapa de isobaras, que supondremos localmente rectilíneas, y una partícula de aire, **P**. En virtud del gradiente horizontal de presión, $\nabla\mathbf{p}$, esta partícula se desplazará hacia las bajas presiones, perpendicularmente a las isobaras, con una aceleración dada por $\nabla p/\rho$. Tan pronto se inicia el movimiento, actúa la fuerza de Coriolis sobre ella, con aceleración $2v_1\omega\sin\phi= fv_1$. La trayectoria se desvía hacia la derecha (hemisferio Norte), aumentando su velocidad al valor v_2 (dado que el movimiento es acelerado). El proceso se va repitiendo sucesivamente, hasta que la velocidad del punto queda orientada en la misma dirección que las isobaras, en cuyo instante ambas aceleraciones, la del gradiente de presión y la de Coriolis, son iguales y de sentidos opuestos, (figura 9.5). A partir de ese momento la partícula se moverá a velocidad constante, estableciéndose el viento geostrófico, que según vemos, es uniforme y paralelo a las lineas isobaras, dejando a su derecha las altas presiones en el hemisferio Norte, y a la izquierda en el hemisferio Sur.

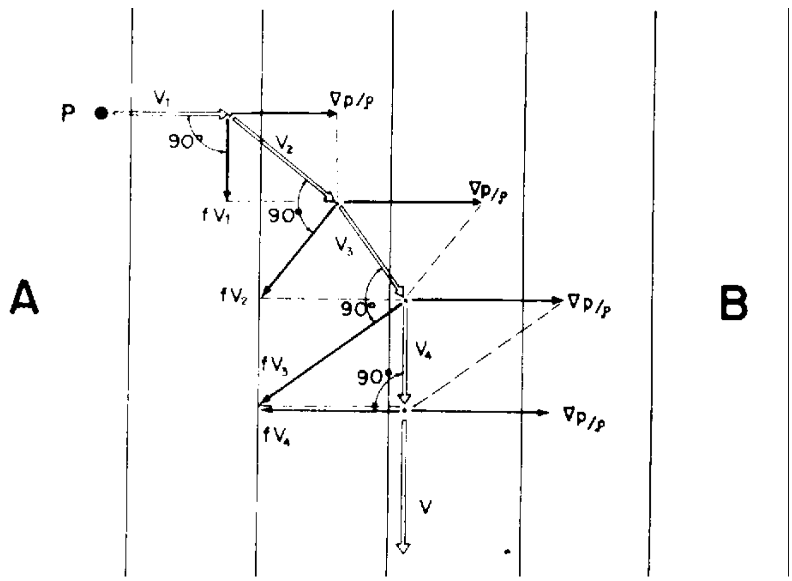


Figura 9.5

Es fácil probar, a partir de la igualdad de ambas aceleraciones, que la velocidad de régimen de este viento viene dada por

$$v = \frac{g}{f}\frac{dz}{dx} \qquad (9.3)$$

donde dz/dx mide la pendiente de la superficie isobárica, por lo que se aplica a las topografías isobáricas, ya que dz es la diferencia de cotas que separa dos isohipsas consecutivas.

En los mapas de superficie, para isobaras separadas 4 mb, suele emplearse la aproximación

$$v = \frac{35.2}{N\, sen\phi} \qquad (9.4)$$

para obtener la velocidad del viento en nudos, donde **N** son los grados de latitud que separan dos isobaras consecutivas, y ϕ la latitud del punto considerado.

9.3.- El viento de gradiente.

Ya hemos visto como el primitivo viento de Euler ha sido alterado por la aceleración de Coriolis, por lo que la trayectoria adquiere una cierta curvatura, en cuyo momento aparece sobre la partícula una fuerza centrífuga que debe ser incluida en la condición de equilibrio. El viento resultante con este nueva aproximación se denomina *viento del gradiente***.**

Así, la condición de equilibrio, en el hemisferio Norte, viene representada en la figura 9.6a, para una depresión, y en la figura 9.6b para un anticiclón.

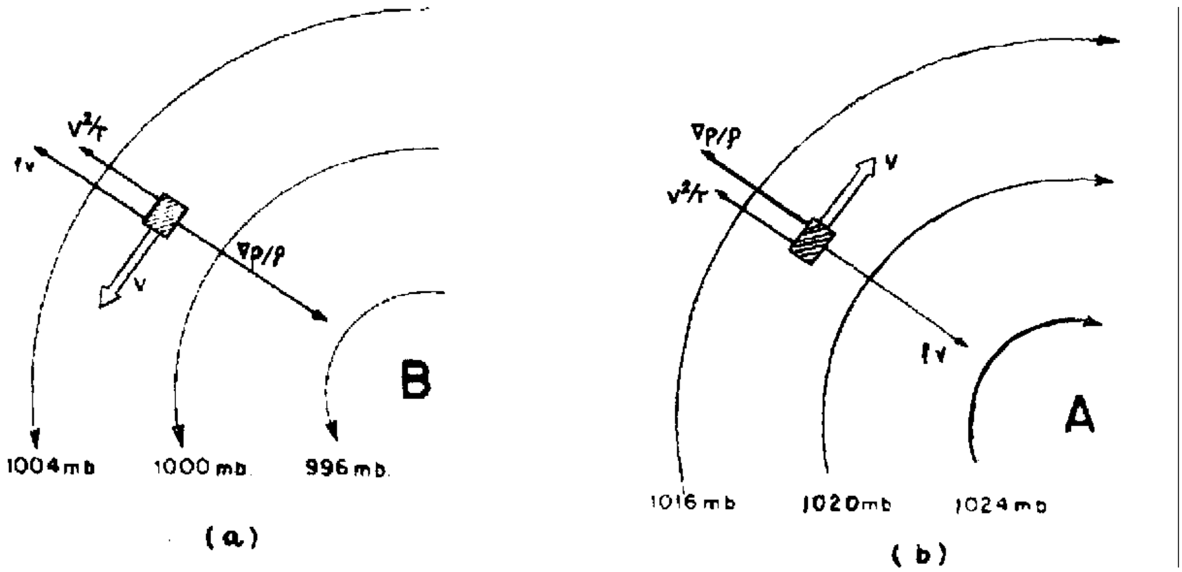


Figura 9.6

En el primer caso la aceleración debida al gradiente horizontal de presiones ha de compensar a la de Coriolis más la centrífuga, y en el segundo es la de Coriolis la que compensa a la suma de la de gradiente y la centrífuga. Esto es,

$$\frac{\nabla p}{\rho} = fv \pm \frac{v^2}{r} \tag{9.5}$$

donde **r** es el radio de curvatura de las isobaras, y el signo positivo que afecta a la denominada componente ciclostrófica se aplica al caso de la circulación ciclónica, y el negativo para la anticiclónica.

La velocidad para el viento de gradiente, deducida de la ecuación anterior, en la práctica resulta ser muy próxima al viento geostrófico. Solo cuando el radio de curvatura de las trayectorias es muy pequeño, la componente ciclostrófica introduce variaciones apreciables, que se determinan mediante una *corrección por curvatura* a las escalas tabuladas para el viento geostrófico.

Recordemos que la componente de Coriolis es muy pequeña para bajas latitudes, por lo que podemos despreciarla en la ecuación (9.5). En tales latitudes la componente centrífuga es la única que afecta al viento de Euler, en cuyo caso se dice que *el viento es ciclostrófico*.

Podemos resumir lo expuesto de manera que, en el hemisferio Norte, el viento del gradiente provoca que éste discurra paralelamente a las isobaras, recorriéndolas en el sentido de las agujas del reloj alrededor de un anticiclón, y en sentido contrario en torno a las borrascas. Lo contrario ocurre en el hemisferio Sur.

9.4.- El viento antitríptico.

El viento de gradiente, o en su caso el viento geostrófico, constituyen aproximaciones suficientemente satisfactorias para capas atmosféricas superiores, donde el rozamiento laminar entre unas y otras es despreciable, pero no es un buen modelo para explicar el viento a nivel del suelo, donde el rozamiento es considerable, e incluso su efecto puede ser predominante.

En este caso hay que tener en cuenta la aceleración que provoca la citada fuerza de rozamiento. Como sabemos, las fuerzas de fricción se oponen al movimiento relativo y, para el aire, pueden suponerse proporcionales a la velocidad, de modo que la aceleración producida es:

$$a_R = - k\, v \tag{9.6}$$

donde k es un *coeficiente de rugosidad* o *coeficiente de rozamiento*, que depende de la naturaleza y relieve del suelo.

Considerando que la componente ciclostrófica del viento no afecta a su dirección definitiva, sino que solo influye en su intensidad, podemos omitirla en el estudio que sigue para ver la influencia que el rozamiento ejerce sobre el viento.

Así, en la figura 9.7, se indican las aceleraciones del gradiente, de Coriolis y de rozamiento, que actúan sobre una partícula representativa, **P**. La condición de equilibrio requerida para alcanzar un viento estacionario es:

$$\left(\frac{\nabla p}{\rho}\right)^2 = a_c^2 + a_R^2 = f^2\, v^2 + k^2\, v^2 = (k^2 + f^2\,)\, v^2 \qquad (9.7)$$

que permite calcular la velocidad del viento real, esto es, el viento generado por la aproximación más completa. Cuando en el viento predomina la característica de rozamiento, se denomina *viento antitríptico.*

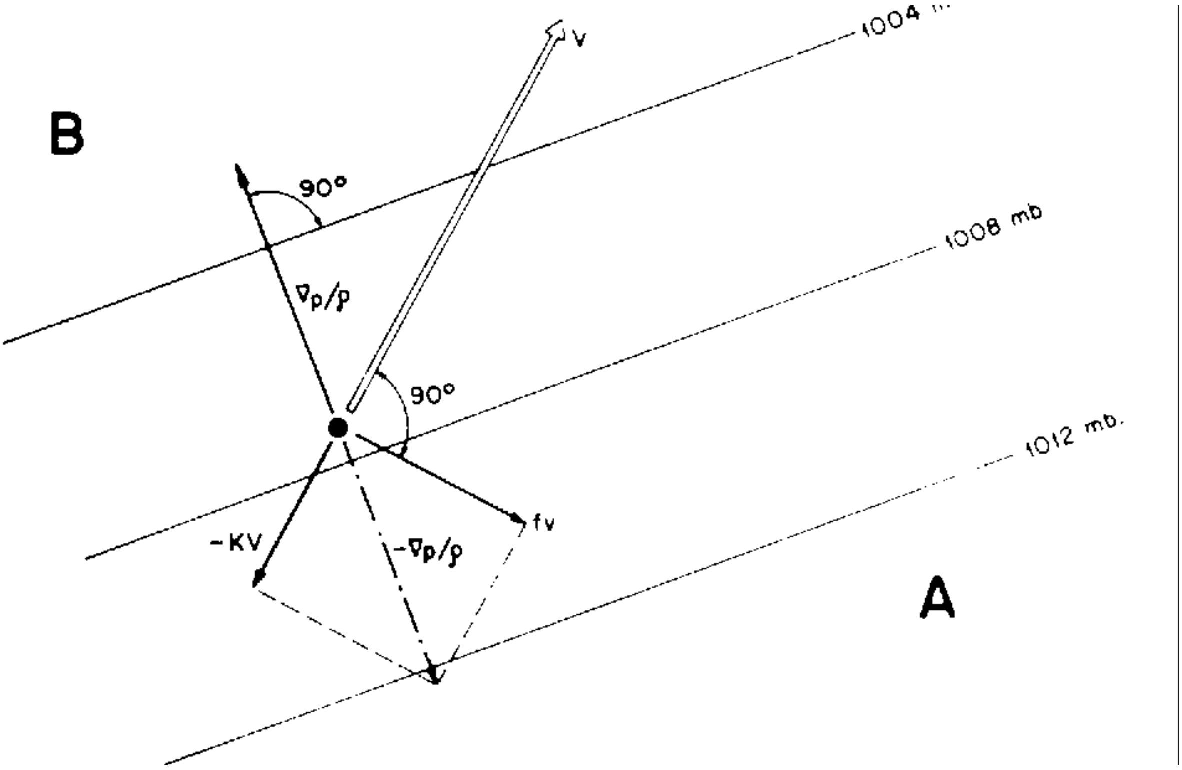


Figura 9.7

Observemos que la gradual curvatura adquirida por el viento para ponerse paralelo a las isobaras, obedece al incremento de velocidad que adquiere en virtud a la acción de Coriolis, que, a su vez, es proporcional a la velocidad resultante. El equilibrio (viento geostrófico) se alcanza cuando se igualan los módulos de las aceleraciones del gradiente y de Coriolis, que poseen sentidos opuestos. La aceleración de rozamiento supone un freno a la velocidad del viento, lo que origina que el equilibrio se alcance antes de que éste se oriente paralelo a las isobaras. El resultado es que la dirección del viento resultante formará un ángulo con las mismas, que es función del coeficiente k.

Asímismo, a medida que nos elevamos en la atmósfera, el coeficiente de rozamiento disminuye, por lo que el viento se irá orientando cada vez más paralelamente a las isobaras. Representando las velocidades que alcanza el viento a distintas altitudes, observamos que sus extremos describen una curva característica, denominada *espiral de Ekman*, como se representa en la figura 9.8, que tendrá mucha más curvatura sobre los continentes que sobre los océanos. Hacia los 600 metros de altitud el rozamiento es ya despreciable, de manera que desde tal altitud ya domina el viento de gradiente.

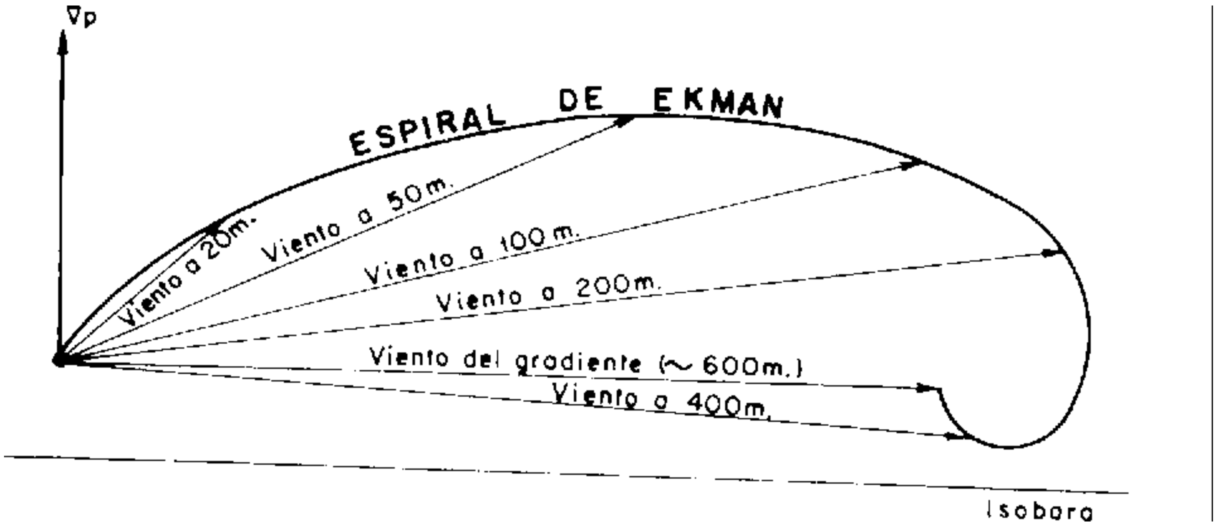


Figura 9.8

9.5.- El viento y las isobaras.

De conformidad con el análisis efectuado para los distintos modelos de viento, podemos concluir que el campo físico del viento no necesita ser explicitado en un mapa meteorológico, puesto que se deduce directamente de la representación del campo isobárico (*campo escalar de presiones*). La dirección del viento en un punto cualquiera viene dada por la de las isobaras próximas a él, y la intensidad está en relación con su densidad o *apretamiento*, esto es, con su gradiente horizontal.

Apreciar estas características y saber determinar la dirección e intensidad del viento a partir de un mapa de superficie, son objetivo fundamental en la preparación de un marino, pues a partir de ello ha de obtener conclusiones acerca del estado de la mar y de la dinámica y evolución de las distintas configuraciones meteorológicas que va a encontrar en su derrota.

El viento que encontramos al navegar es de carácter antitríptico, y por tanto, su dirección formará un cierto ángulo respecto a las lineas isobaras. Sobre la superficie del mar la inclinación puede estimarse en torno a los 30°, aunque en tierra firme puede alcanzar incluso los 70°, apuntando siempre hacia las bajas presiones.

Como consecuencia de ello, existen unas normas prácticas de gran utilidad para que un observador aislado pueda, en base a la observación del viento, situar los centros de altas y bajas presiones. Se trata de las llamadas *leyes de Buys-Ballot*, y se expresan diciendo que, colocado el observador de espaldas al viento, en el hemisferio Norte (Sur) las bajas presiones quedan a su izquierda (derecha), y un poco delante (detrás) de él.

Asimismo, es fácil concluir que sobre los anticiclones cálidos y las borrascas frías, cuyo carácter se refuerza con la altura, aumenta el viento de gradiente con lo que también se fortalece la circulación anticiclónica y ciclónica, respectivamente.

Por el contrario, los anticiclones fríos y las borrascas cálidas, que pierden su carácter con la altura, llegando incluso a invertirlo, verán disminuir la intensidad del viento con la altura, que llega a anularse a un determinado nivel, a partir del cual comenzará a aumentar nuevamente, pero esta vez con sentido de giro opuesto al que tenía en superficie.

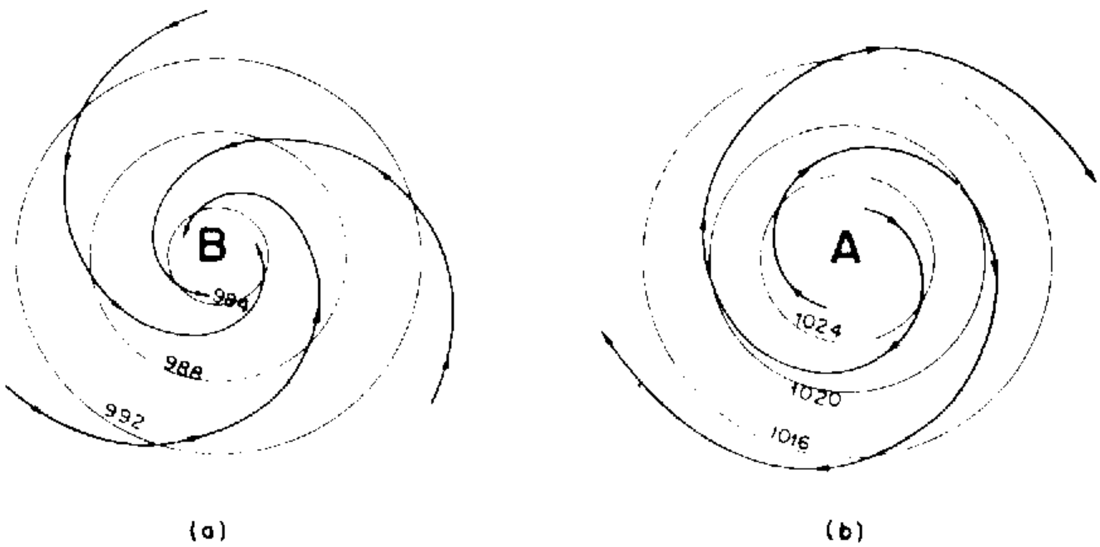


Figura 9.9

Volviendo de nuevo a la circulación de superficie, se ha visto que el rozamiento provoca la desviación de las corrientes hacia las bajas presiones. Considerando la componente de la velocidad perpendicular a las isobaras, apreciamos que estas reciben aire desde el exterior. Análogo razonamiento conduce a que las altas presiones lo expulsan hacia la periferia, esto es, las trayectorias seguidas por el viento son espirales dirigidas hacia el centro de las borrascas, y hacia el exterior de los anticiclones, como se indica en la figura 9.9. Las primeras se comportan como centros de convergencia, y los segundos como centros de divergencia. Sin embargo, debe cumplirse la ecuación de continuidad, esto es, no puede existir pérdida ni acumulación de masa, por lo que el aire que entra o sale en los niveles bajos, debe salir o entrar, respectivamente, en los altos. Ello implica un movimiento ascensional en las borrascas y de descenso en los anticiclones, como se representa en la figura 9.10. El primero da lugar a abundante nubosidad en las depresiones, y el segundo es origen de cielos despejados, que son las características primarias de ambas configuraciones meteorológicas.

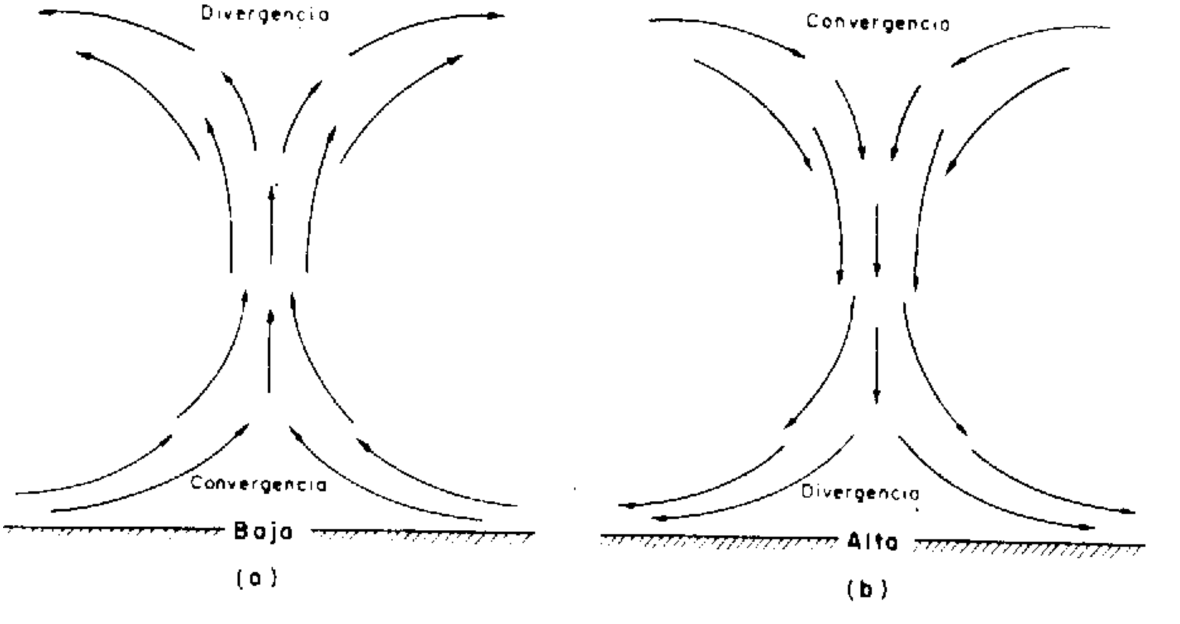


Figura 9.10

Podemos decir, por tanto, que la convergencia (divergencia) en superficie va acompañada de divergencia (convergencia) en altura. Consecuentemente ha de existir un nivel intermedio donde la convergencia se anula (*nivel de no divergencia*), que suele coincidir con la capa de 500 mb. Esta es una de las propiedades que hacen especialmente importante este nivel isobárico.

En lo que concierne a la determinación cuantitativa de los vientos a partir de la densidad de lineas isobáricas en los mapas de superficie, tradicionalmente se ha utilizado un ábaco para vientos geostróficos, como el que se muestra en la figura 9.11, y en el que, en función de la separación media de las lineas isobáricas y la latitud del lugar, se determina el valor del viento geostrófico, expresado en nudos. El viento en superficie se estima en el 65% del valor anterior. Es habitual encontrar este ábaco incorporado en los mapas destinados a trazar cartas meteorológicas. Sin embargo, la Organización Meteorológica Mundial, en su nota técnica nº 72 de 1966, recomendó la utilización de los nomogramas de Rudloff para la determinación de la velocidad de los vientos en el mar, a partir de los mapas de superficie.

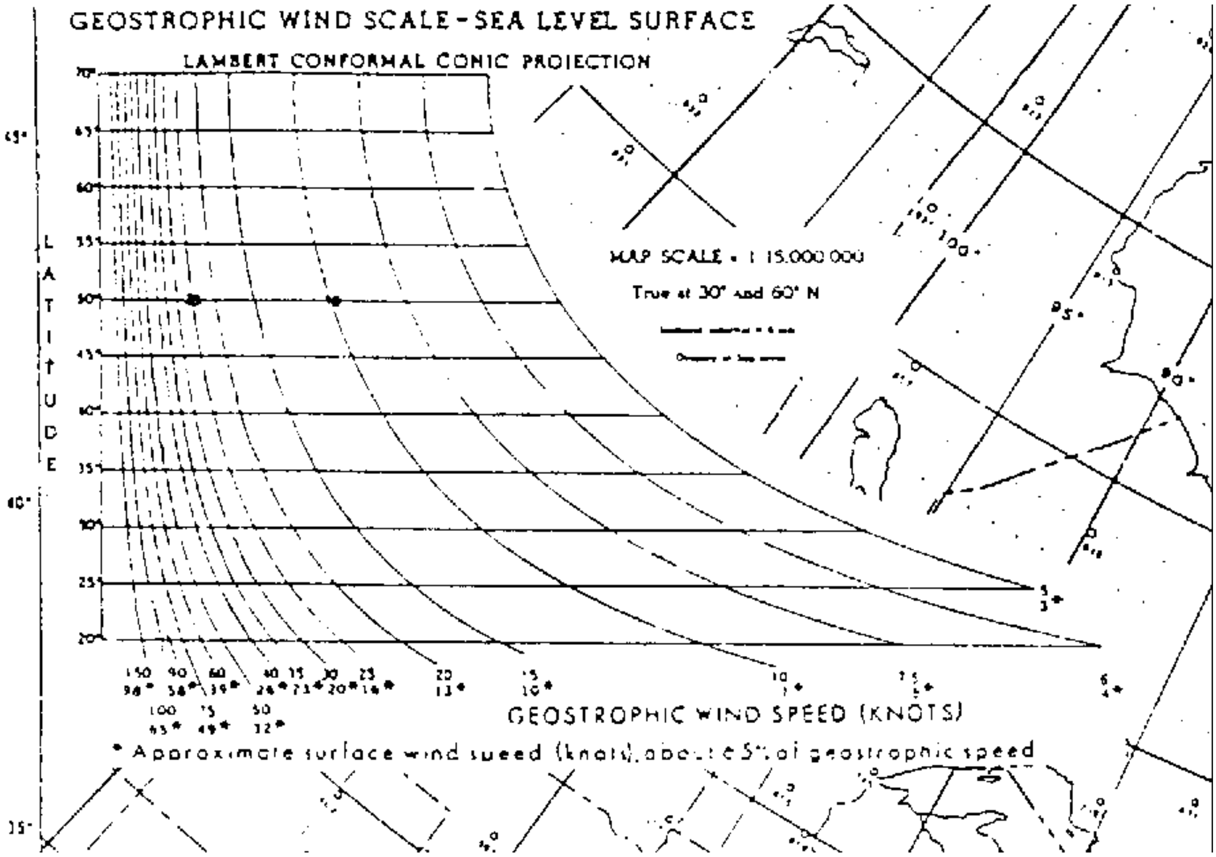


Figura 9.11

Mediante tales nomogramas (figura 9.12 y 9.13) podemos obtener una aproximación aceptable para determinar los vientos. La escala de distancias es de 60 millas (un grado de latitud), con lo que el gráfico puede ser aplicado a todo tipo de mapas (cualquier proyección y escala).

Las distintas secciones de los nomogramas representados en las mencionadas figuras, corresponden a isobaras de tipo ciclónico con distintos valores para los radios de curvatura **r**, de las depresiones; obviamente para r= ∞ tendremos isobaras rectilineas. Así:

r=20 => 20º de latitud => 20 x 60= 1200 millas

r=1 => 1º de latitud => 1 x 60 = 60 millas

No se han considerado isobaras anticiclónicas porque la mayor parte de los gradientes de presión en los bordes de los anticiclones pueden ser aproximados mediante isobaras rectilineas.

En ordenadas, y en las distintas secciones, se representan las latitudes a las que van a ser evaluados los vientos, y en abscisas coexisten escalas diferentes, denotadas mediante $\mathbf{d_i}$, que representan la distancia, en grados de latitud, que separan las isobaras representadas con un intervalo **i** . Así:

d_1=1.2 => 60 x 1.2 = 72 millas distan dos isobaras trazadas con intervalos de 1 mb.

d_5= 6 => 60 x 6 = 360 millas distan dos isobaras trazadas con un intervalo de 5 mb.

d_{10}= 12 => 60 x 12 = 720 millas distan dos isobaras trazadas a intervalo de 10 mb.

Si el mapa isobárico disponible posee otro intervalo entre isobaras, hay que reducirlo a cualquiera de los disponibles en el nomograma, interpolando adecuadamente.

Las líneas oblicuas representan los vientos estimados en nudos.

En caso de que la situación real no se encuentre explícita en los valores del nomograma, interpolaremos para estimar el valor más aproximado.

De acuerdo con lo dicho con anterioridad, si la estima del viento se realiza sobre una masa de aire frío e inestable situada sobre aguas cálidas, al valor obtenido hay que añadir entre un 10% y un 20%. De la misma manera, si la situación corresponde a masas de aire cálido soplando sobre superficies marinas más frías, la velocidad real debe ser estimada entre un 5% y un 15% inferior a la que proporciona el mencionado nomograma.

En lo que concierne a la dirección del viento, si nos encontramos en mar abierto podemos considerar que la misma forma ángulos de 10º a 20º con las isobaras, apuntando hacia las bajas presiones. Sin embargo, si estamos en latitudes bajas, y los vientos son entre ligeros y moderados, podemos encontrar ángulos de hasta 45º.

Si nos encontramos próximos a la costa, especialmente si esta es escarparda, es más difícil estimar la dirección del viento a partir del mapa, como se ha comentado con anterioridad.

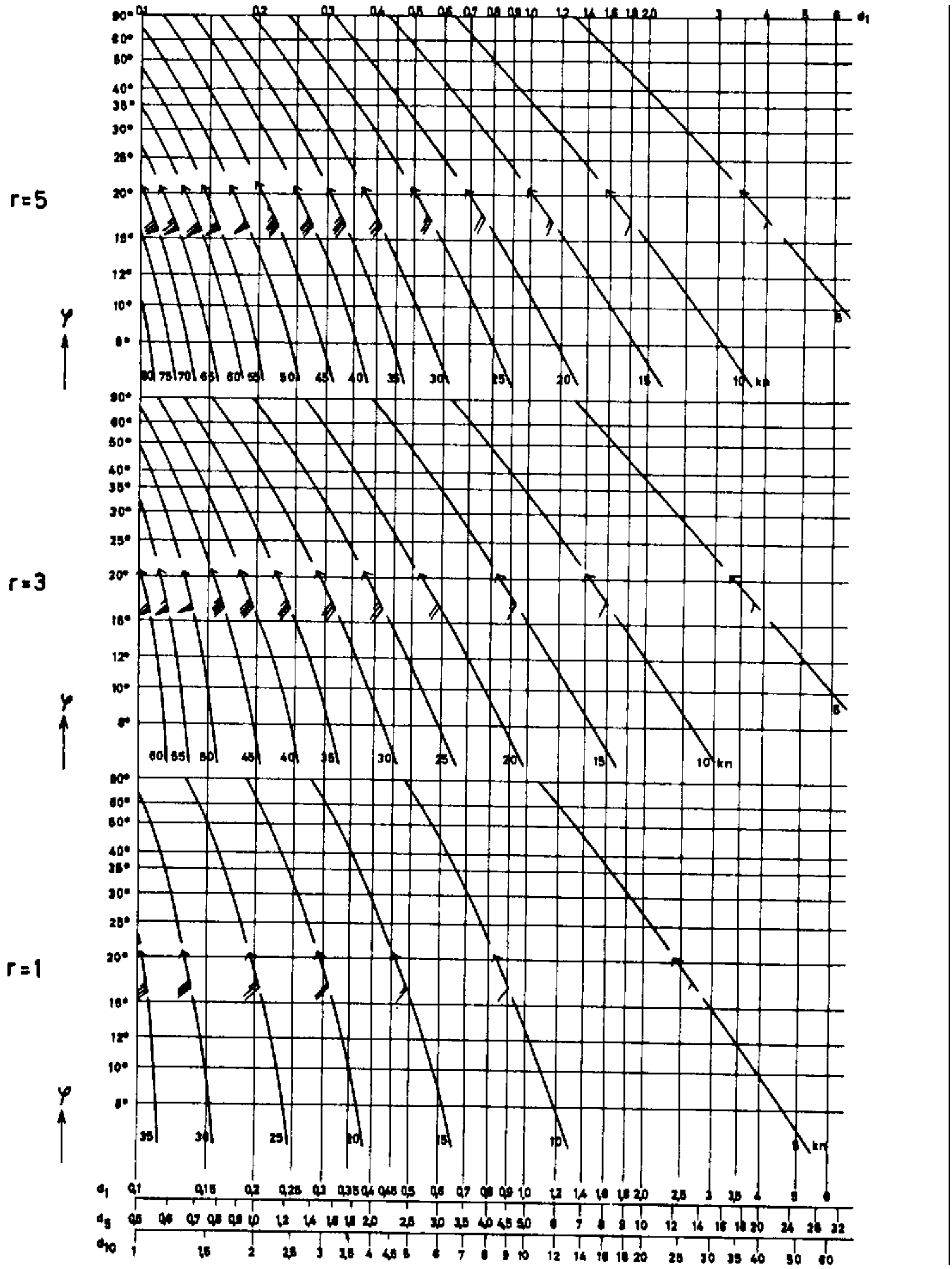


Figura 9.12

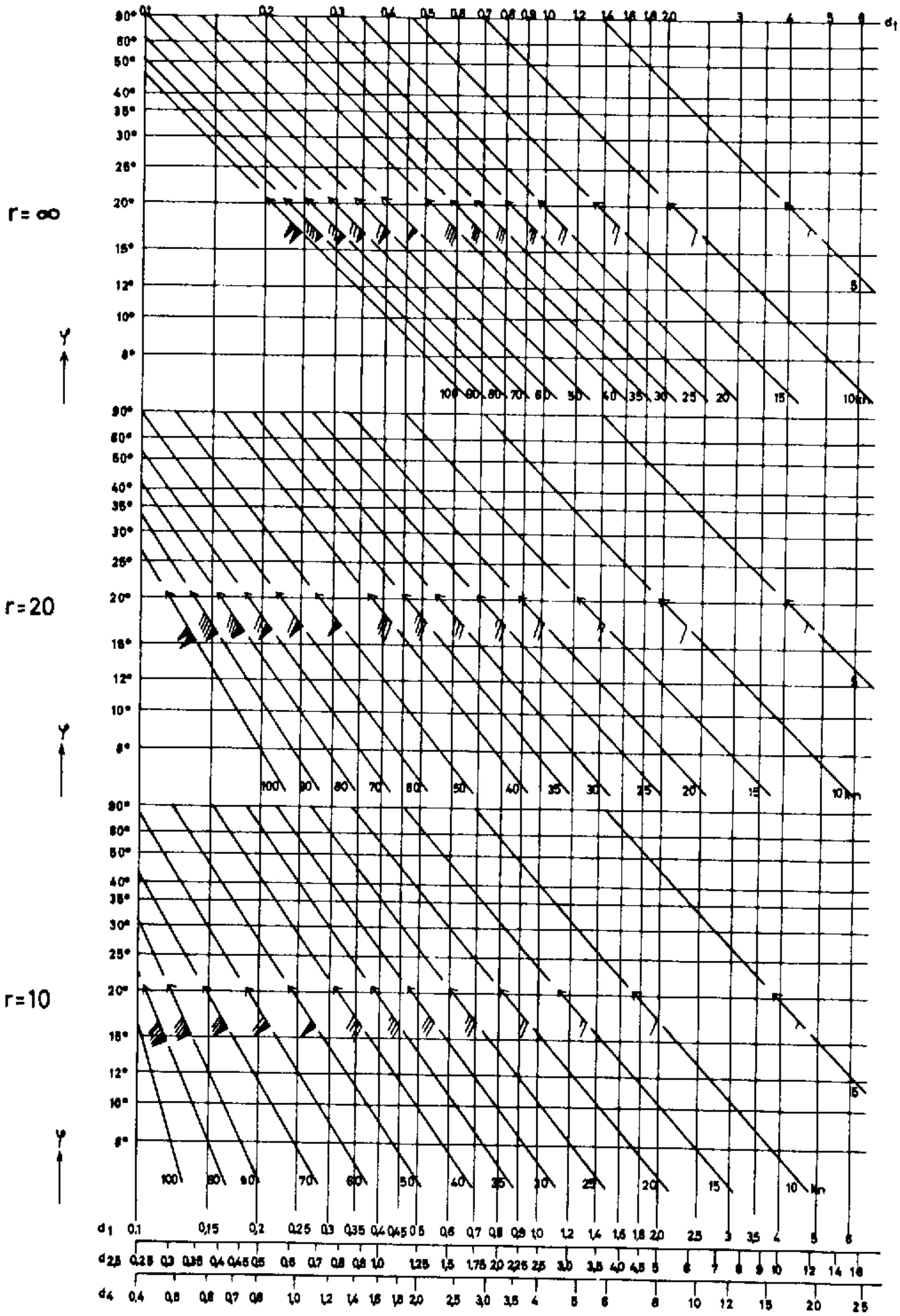


Figura 9.13

P9.1.- Una depresión centrada en el Golfo de Cádiz registra un mínimo de 987 mb, y 300 millas al oeste la presión es de 1000 mb. Suponiendo uniforme el campo de presión entre ambos puntos y en la aproximación de viento de Euler ¿cuál será la velocidad del viento en el Golfo?. Densidad del aire 1.225 kg/m^3.

Un elemento de aire de sección S (perpendicular al gradiente horizontal de presiones) y longitud Δl estará sometido a una fuerza

$$\Delta F = \Delta p\ S$$

siendo Δp la diferencia de presiones entre sus dos bases, separadas una distancia Δl y, de acuerdo con la segunda ley de Newton,

$$\Delta F = \Delta m\ a = \rho\ S\ \Delta l\ a$$

de donde,

$$a = \frac{\Delta p}{\Delta l}\frac{1}{\rho}$$

siendo Δp/Δl el gradiente horizontal de presiones. Tal elemento, sometido a esta aceleración durante las 300 millas (x) alcanzará una velocidad

$$v = \sqrt{2\ a\ x}$$

y, puesto que el gradiente de presiones se mantiene constante

$$\frac{\Delta p}{\Delta l} = \frac{p_2 - p_1}{x}$$

con lo que

$$v = \sqrt{\frac{2(p_2 - p_1)}{\rho}}$$

sustituyendo los valores dados, en la ecuación anterior

$$v = \sqrt{\frac{2(1000 - 987)100\ Pa}{1.225\ kg\ m^{-3}}} = 46\ m\ s^{-1} = 165\ Km/h = 89\ nudos$$

P9.2.- Un barco navega al rumbo 270 y recibe viento por el costado de Er de 46 nudos. Si registra una presión de 1014 mb y la densidad del aire es de 1.3 kg m^{-3}, ¿dónde se situará y qué valor tendrá el centro anticiclónico que genera tal viento?. Considerar el modelo de Euler para el viento.

De acuerdo con la dirección del viento, y su origen anticiclónico, es obvio que el centro de altas presiones debe estar al norte de su posición, y usando similar formalismo al empleado en el problema anterior,

$$v=\sqrt{\frac{2(p_2-p\ \ )}{\rho}} \Rightarrow p_2 = p_1 + \frac{1}{2}\rho\, v^2 = 101400\, Pa + \frac{1}{2} 1.3\,(23.7)^2 = 101765\ Pa = 1017.65\ mb$$

P9.3.- En el modelo de viento geostrófico, ¿qué pendiente poseen las superficies isobáricas respecto de la horizontal si un barco que navega a 37º de latitud observa vientos de 40 nudos?

En el citado modelo, la velocidad de régimen del viento viene dada por la expresión

$$v=\frac{g}{f}\frac{dz}{dx}$$

siendo f el factor de Coriolis, que para esta latitud vale f=14.6 x 10^{-5} x 0.6=8.8 x 10^{-5}, y puesto que g=9.81 m s^{-2}, y v= 40 nudos =20.6 m s^{-1}, tendremos

$$\frac{dz}{dx} = 1.85 \times 10^{-4} \Rightarrow \theta = 0.011°$$

P9.4.- Comparar los vientos geostróficos que afectan a dos puntos situados a latitud 10º y 50º, respectivamente, si en ambos casos la pendiente de las superficies isobáricas son de 0.005º.

Con este ejercicio vemos la influencia de la latitud, y por tanto la de la aceleración de Coriolis, en la velocidad de régimen del viento geostrófico. Aplicando directamente la expresión anterior, obtenemos en cada caso:

$$v_1 = \frac{9.81}{14.6\times 10^{-5}\ \mathrm{sen}\,50}\,\mathrm{tg}\,0.005 = \frac{9.81}{1.12\times 10^{-4}}\,8.73\times 10^{-5} = 7.65\ m/s = 27.5 Km/h = 15\ nudos$$

$$v_2 = \frac{9.81}{14.6\times10^{-5}\ \mathrm{sen}\,10}\ \mathrm{tg}\,0.005 = \frac{9.81}{2.54\times10^{-5}} 8.73\times10^{-5} = 33.72\ m/s = 121.4\ Km/h = 66\ nudos$$

P9.5.- Deducir la expresión (9.4) para la velocidad del viento geostrófico, teniendo en cuenta que la densidad del viento húmedo estandar sobre el océano es de 1.36 kg/m³.

En el modelo geostrófico, le velocidad de régimen se alcanza cuando la aceleración de Coriolis y la aceleración debida al gradiente horizontal de presiones se igualan, es decir

$$fv = \frac{1}{\rho}\frac{dp}{dx}$$

si el espaciado de isobaras se representa cada 4 mb, y llamamos N al número de grados de latitud que separa dos isobaras consecutivas, la distancia entre ellas es 60 × 1852 × N metros, es decir, el gradiente horizontal de presiones,

$$\frac{dp}{dx} = \frac{400\ Pa}{111120\times N\ m}$$

puesto que el factor de Coriolis es 14.6 x 10⁻⁵ sen ϕ, tendremos para la velocidad

$$v = \frac{\dfrac{400}{111120\ N}}{1.36\times14.6\times10^{-5}\ \mathrm{sen}\,\phi} = \frac{18.11}{N\,\mathrm{sen}\,\phi}(m/s) = \frac{35.2}{N\,\mathrm{sen}\,\phi}(nudos)$$

P9.6.- Determinar la velocidad del viento de gradiente provocado por una borrasca de 985 centrada en latitud 45º, sabiendo que la isobara de 990 mb posee un radio de curvatura de 90 millas. Densidad del aire 1.34 kg/m³.

Al tratarse de una depresión, la ecuación de equilibrio es

$$\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dx} = fv + \frac{v^2}{r}$$

En este caso el gradiente horizontal de presiones es

$$\frac{dp}{dx} = \frac{500\ Pa}{90\times1852\ m}$$

el radio de curvatura de la isobara 90 x 1852 m, y el factor de Coriolis f=1.03 x 10⁻⁴, con lo que tendremos la ecuación

$$6\times10^{-6}v^2 + 1.03\times10^{-4}v - 2.24\times10^{-3} = 0$$

que proporciona dos soluciones: v= 12.6 m/s y v=-29.8 m/s. La solución negativa no es admisible desde el punto de vista físico, puesto que altera la ecuación de equilibrio de partida, de manera que el viento pedido es 12.6 m/s = 25 nudos.

P9.7.- Dos isobaras anticiclónicas con un intervalo de 4 mb, poseen radios de curvatura respectivos de 1000 y 1400 millas. ¿Qué viento afectará a un buque que navega entre ambas a 10 º de latitud? Usar el modelo de viento de gradiente y suponer que la densidad del aire es de 1.225 kg/m^3.

Ahora la condición de equilibrio para las partículas de aire se expresan mediante

$$\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dx} = fv - \frac{v^2}{r}$$

el gradiente horizontal de presiones vale 400/400 Pa/milla, el factor de Coriolis f=2.53x10^{-5}, y el radio de curvatura de las isobaras que afectan al buque es de 1200 millas, en consecuencia, la ecuación a resolver es

$$4.5\times10^{-3}v^2 - 0.25v + 4.4 = 0$$

cuyas soluciones son

v_1*=50 m/s =97 nudos*

v_2*=6 m/s =12 nudos*

La solución que buscamos es v_1*, puesto que, como podemos comprobar, la otra es la solución matemática que corresponde al hecho de que el gradiente de presión horizontal tuviera sentido contrario, lo que iría contra la hipótesis planteada por el problema.*

P9.8.- ¿Cuál será la extensión mínima que puede tener un anticiclón centrado en el paralelo 25, si suponemos que el gradiente de presión es uniforme e igual a 1 mb/30 millas, y la densidad del aire de 1.225 kg m^{-3}? ¿Cuál será el régimen de vientos establecido en la periferia? Considerar el modelo de viento del gradiente.

En tal modelo, y para una situación anticiclónica, la ecuación de equilibrio es la misma que en el problema anterior. En este caso f=6.17 x 10^{-5}, y la aceleración debida al gradiente de presiones 1.47 x 10^{-3}, con lo cual tendremos

$$\frac{1}{r}v^2 - 6.17x10^{-5}v + 1.47x10^{-3} = 0$$

ecuación de segundo grado que sólo tendrá solución real cuando el discriminante de la misma sea positivo, es decir,

$$\left(6.17x10^{-5}\right)^2 \geq \frac{4x1.47x10^{-3}}{r} \Rightarrow r \geq 1.55x10^6\, m = 836\, millas$$

lo que significa que la extensión mínima de ese anticiclón ha de ser de 1672 millas de diámetro. En este caso, en la periferia, donde el radio de las isobaras es de 836 millas, la velocidad de régimen de los vientos será de

$$v = \frac{6.17x10^{-5}}{2} = 47.8\, m/s = 93\, nudos$$

P9.9.- Determinar la velocidad de un viento antitríptico en un punto a 45º de latitud, donde el gradiente de presiones reinante es de 5 mb/milla y la densidad del aire 1.34 kg/m^3, siendo de 0.0141 s^{-1} el coeficiente de rozamiento medio en la s capas atmosféricas bajas.

Para este modelo de viento, aplicable a las capas atmosféricas más bajas, la condición de equilibrio es

$$\left(\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dx}\right)^2 = \left(k^2 + f^2\right)v^2$$

en este caso, f=1 x 10^{-4}, con lo que

$$v = \frac{\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dx}}{\sqrt{k^2 + f^2}} = \frac{\frac{500}{1.34x1852}}{1.41x10^{-2}} = 14.2\, m/s = 28\, nudos$$

P9.10.- En una borrasca, centrada en latitud 36º, existe una separación entre isobaras de 60 millas (intervalo 4 mb). Determinar la velocidad asociada para el viento al nivel del mar y compararla con la que proporciona el modelo de viento del gradiente.
Curvatura de la isobara en la depresión= 300 millas, densidad media del aire= 1.3 kg/m^3, coeficiente de rozamiento para las capas bajas del aire= 1.42x10^{-4} s^{-1}.

Calculemos en primer lugar la velocidad en el modelo de viento antitríptico, usando la expresión del problema anterior, habida cuenta que en este caso f=8.6x10^{-5}, y la aceleración debida al gradiente de presión es 2.8x10^{-3}

$$v = \frac{2.8x10^{-3}}{1.66x10^{-4}} = 17\ m/s = 33\ nudos$$

Usando el modelo de viento del gradiente, la condición de equilibrio es

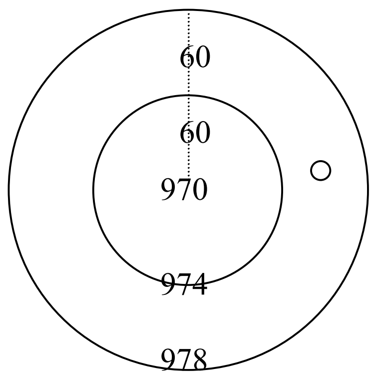
$$\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dx} = fv + \frac{v^2}{r}$$

y, sustituyendo valores,

$$1.8x10^{-6}v^2 + 8.6x10^{-5}v - 2.8x10^{-3} = 0$$

ecuación cuya solución positiva es v=22.2 m/s =43 nudos.

P9.11.- En la borrasca de la figura, las presiones están expresadas en mb y las distancias en millas. Determinar el viento que afectaría al buque P, situado en latitud 50º, según que el modelo de viento empleado sea el geostrófico, del gradiente o antitríptico.
(k= 1.63 x 10^{-4} s^{-1}, ρ=1.28 kg/m^3).



Viento geostrófico (del Sur)

f= 1.12 x 10^{-4}

$$\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dx} = \frac{400\ Pa}{1.28x60x1852} = 2.8x10^{-3}$$

con lo que $v = \dfrac{2.8x10^{-3}}{1.12x10^{-4}} = 25\ m/s = 48.6\ nudos$

Viento del gradiente (del Sur)

f=1.12 x 10^{-4}

$$\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dx} = 2.8x10^{-3}$$

1/r= 6×10^{-6}

que sustituidos en la ecuación de equilibrio para este modelo conducen a

$$6x10^{-6} v^2 + 1.12x10^{-4} v - 2.8x10^{-3} = 0$$

cuya solución positiva es v= 14 m/s = 27.2 nudos.

Viento antitríptico (del SE)

$$v = \frac{\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dx}}{\sqrt{k^2 + f^2}} = \frac{2.8x10^{-3}}{1.98x10^{-4}} = 14.14\, m/s = 27.5\, nudos$$

Nótese que el viento de gradiente proporciona una velocidad inferior al modelo de viento geostrófico, pero no altera su dirección (paralela a las isobaras), en tanto que el viento antitríptico no sólo supone una menor velocidad de régimen de vientos, respecto de éste último, sino que altera la dirección del viento respecto de las isobaras, provocando la inclinación hacia las bajas presiones que hemos citado en el texto.

Por otra parte, este ejercicio justifica la aproximación práctica, ampliamente utilizada por el marino, de determinar los vientos en un ábaco basado en el modelo geostrófico, y considerar que su valor en superficie es el 65% del valor así calculado.