

Los movimientos atmosféricos vienen regidos por el 2º principio de Newton. Al ser la Tierra un sistema móvil, en las ecuaciones dinámicas que describan la atmósfera habrá que añadir los efectos de encontrarnos en un sistema no inercial. Así, la ecuación general del movimiento del aire será:

Donde el primer término del segundo miembro se refiere a la fuerza producida por el cambio de presión; el segundo término es debido a la rotación de la Tierra, llamado de Coriolis; g es el vector gravitacional y el último término es el rozamiento que se opone al movimiento.

Los movimientos atmosféricos más fácilmente observables en la naturaleza son los horizontales, mientras los verticales lo son sólo a escala sinóptica. Los vientos son movimientos horizontales.

Un viento teórico muy útil es el geostrófico, que surge de desprejar el rozamiento que el suelo ejerce sobre el viento y de considerar que no existe aceleración, es decir que el término de presión se equilibra con el de Coriolis. Al desprejar el rozamiento, comprendemos que este viento teórico se aproxima mejor al viento real cuanto menos rozamiento exista, esto es, se aproxima mejor a la realidad cuanto más alejado este de la superficie.

Desarrollando por componentes la ecuación general del movimiento y quedándonos sólo con los términos horizontales

Estas ecuaciones están referidas a unos ejes unidos a la Tierra, de modo que el eje X está dirigido al este y es tangente al paralelo geográfico del lugar, el eje Y es tangente al meridiano geográfico con sentido positivo al polo, y las Z son la vertical del lugar, positivo hacia arriba. En este sistema de coordenadas la rotación de la Tierra tiene componentes $(0, \cos \phi, \sin \phi)$ con la latitud. Las componentes de la velocidad son $v=(u,v,w)$, y hemos tomado w despreciable frente a las componentes horizontales de la velocidad.

Para conseguir las ecuaciones del viento geostrófico imponemos las condiciones de este, es decir no hay fuerza de rozamiento ni aceleración. Llamando a $2 \sin \phi$ parámetro de Coriolis y denominándolo con el signo f , tendremos

El vector velocidad del viento geostrófico será

Otra forma muy interesante de expresar el movimiento del viento geostrófico es ponerlo en función del geopotencial terrestre:

Esta fórmula vectorial es el fundamento de los mapas de altura. Estos mapas son usados para la representación de las presiones en los niveles altos de la atmósfera. En estos niveles se marcan las alturas sobre el nivel del mar en la que se sitúa una presión fija, midiendo luego mediante líneas los puntos que consignan una misma altura, es decir se cartografía los desniveles de altura registrados en una superficie en la cual reina una misma presión. Las isolineas de estos mapas se denominan isohipsas y sus unidades son metros.

En realidad estos mapas de altura no cartografían las alturas sobre el nivel del mar de las superficies isobáricas, lo que marcan es la altura geopotencial a la que estas se encuentran. La diferencia entre altura geopotencial y geométrica se debe al hecho de que la Tierra no es esférica y el valor de la gravedad varía con la latitud.

Para reflejar este hecho definimos el metro geopotencial como unidad de la altura geopotencial, siendo la relación entre altura geopotencial Z y altura geométrica z :

Sin embargo como g es muy próxima siempre a 9.8 m/s^2 tendremos unas diferencias muy pequeñas, con lo que en los mapas de altura se usan indistintamente metros geométricos y metros geopotenciales.

Lo importante de los mapas de altura es que reflejan la distribución de presiones en los distintos niveles atmosféricos.

El viento geostrófico se aproxima bien al real en estos mapas de altura, pues normalmente los niveles de presión en los que se realizan son niveles altos, y el rozamiento es prácticamente nulo. También es muy importante en el trazado de estos mapas el hecho de la tangencia del viento geostrófico con las isohipsas en cada punto. Esto es debido a la fórmula misma que describe el movimiento geostrófico, es decir

En ella vemos la perpendicularidad del viento geostrófico con el gradiente de geopotenciales, o lo que es lo mismo, la tangencia con las isolineas de potencial.

Para trazar un mapa de altura de una determinada presión necesitaremos un campo de alturas, y a partir de este con las ecuaciones del viento geostrófico dibujaremos los vectores correspondientes. La tangencia del vector geostrófico con las isohipsas nos permiten el trazado de las mismas.

Un problema que se nos plantea es que no conocemos ninguna función analítica que nos relacione las alturas con las coordenadas horizontales, con lo que no podremos derivar Z en función de X e Y , lo cual es necesario en la expresión del viento geostrófico. Para solucionar este problema aproximaremos las derivadas parciales a incrementos finitos. Al tener un campo de alturas, lo que haremos será crear rejillas sobre dicho campo, de forma que midiendo las alturas de diversos puntos sobre la rejilla y conociendo la distancia entre esos puntos, obtendremos los incrementos finitos a los que aproximaremos las derivadas

Al trazar el mapa tenemos que tener en cuenta el factor de escala para ajustar las medidas reales a los valores geopotenciales. Así mismo al ser el mapa una superficie plana, al trasladar a estas medidas realizadas en la atmósfera hemos de realizar una proyección, con lo que la escala dependerá de la latitud. Tenemos que conseguir alguna expresión que nos calcule el valor de la latitud para cada punto. A partir de las fórmulas obtenidas en la anterior práctica vamos a calcular esta expresión.

Con esta relación entre puntos en el mapa y latitud aplicamos el factor de escala, que en este caso es: