

INTRODUCCIÓN TEÓRICA.

Para el cálculo de mapas de espesor o topografías relativas hemos de empezar hablando del viento térmico. Como sabemos, la expresión del viento geostrófico es la siguiente:

$$V_g = (g/f) \cdot z$$

En esta expresión tenemos que g es la gravedad y f el parámetro de Coriolis, que multiplican al gradiente de altura de determinada superficie isobárica.

Supongamos ahora que tenemos dos niveles z_1 y z_2 correspondientes a dos superficies isobáricas distintas. Tendremos entonces que entre estas dos superficies isobáricas existirá una diferencia vectorial de los vientos geostróficos de los dos niveles. Esta diferencia vectorial entre los vientos se conoce como viento térmico. La expresión del viento térmico será entonces:

$$V_t(z_2, z_1) = V_g(z_2) - V_g(z_1) = (g/f) \cdot z_2 - (g/f) \cdot z_1 = (g/f) \cdot (z_2 - z_1) = (g/f) \cdot z$$

El término z es el espesor vertical entre las dos superficies isobáricas que tienen alturas z_1 y z_2 .

Tenemos que tener en cuenta que este viento térmico es un viento relativo y no absoluto, es decir no es un viento real que se pueda medir con un anemómetro. Viendo su ecuación observamos que el viento térmico de una capa está relacionado con el espesor de la misma de igual forma que el viento geostrófico lo está con la altitud de la superficie isobárica, y es inversamente proporcional a la latitud (por el factor de Coriolis).

El viento térmico surge cuando es distinto el viento geostrófico en columnas de aire yuxtapuestas. Teniendo en cuenta que el viento geostrófico tiene relación con la densidad del aire de la columna podremos decir también que el viento térmico aparece en un estrato cuando es distinta la densidad media de las columnas de aire. Esto nos sirve en la práctica, ya que esta densidad media equivale a la temperatura virtual media, y como normalmente se trabaja en altos niveles de la atmósfera, tenemos que la humedad es prácticamente nula, con lo que al final tendremos una relación entre el viento térmico y la temperatura media del estrato estudiado. Este viento fluye para igualar las temperaturas medias de las columnas de aire yuxtapuestas en el estrato estudiado. Es por esto por lo que este viento recibe el nombre de térmico.

Su dirección como vector será perpendicular al vector gradiente horizontal de temperaturas, o lo que es lo mismo paralelo a las isotermas, dejando a su izquierda las temperaturas más bajas. Esto es por la relación entre espesores, densidades y temperaturas que nos dan las ecuaciones hidrostática e hipsométrica, usadas en anteriores prácticas, así como la fórmula de los gases ideales. La expresión vectorial del viento térmico en función de la temperatura, teniendo en cuenta que el viento térmico también puede considerarse como la derivada del vector viento geostrófico con la altura, será:

$$V_g = i \cdot (g/f) \cdot z = i \cdot (g/f) \cdot p$$

$$V_t = -V_g / z \quad V_t = i \cdot (g \cdot \alpha / T) \cdot T$$

$$p \cdot \alpha = R \cdot T$$

Con T la temperatura; α el volumen específico, o lo que es igual la inversa de la densidad; p la presión; y R la constante de los gases ideales.

El viento térmico, con las propiedades que acabamos de ver, es el fundamento de los llamados mapas de

espesores o topologías relativas. Estos mapas fueron introducidos en la década de los cuarenta por Sutcliffe y Scherhag. Al principio se pensó que estos mapas eran útiles para el análisis, y no así para el pronóstico. Sin embargo, hoy en día se consideran fundamentales para ambas cosas. El nombre de topografía relativa es usado porque en estos mapas de espesor, lo que se representan son las isohipsas de igual altitud relativa de una superficie isobárica sobre otra.

Las topografías relativas son muy útiles para situar frentes, ya que las líneas que unan puntos de máximo gradiente de espesor serán líneas de viento térmico fuerte, que según hemos visto con la relación del viento térmico y la temperatura, harán el papel de fronteras entre el aire frío y cálido. Es precisamente este papel de frontera entre masas de aire frío y cálido lo que definía a los frentes, de modo que podremos decir que un frente no es otra cosa que una corriente muy intensa de viento térmico. El frente estará más definido cuanto más intenso sea el viento térmico. En cuanto la actividad del frente, el criterio es sencillo: el frente será más activo cuanto más intensa sea la advección fría contra el frente frío o la advección cálida delante del frente cálido. Esto lo deduciremos de la consideración del gradiente de espesores y del flujo medio del estrato. Es decir, un frente con las líneas de espesor apretadas y viento medio del estrato fuerte será un frente activo.

Usamos también los mapas de espesor para los cambios de temperatura por advección, ya que estos están muy ligados a las variaciones de espesor. Si según el movimiento de traslación de las isohipsas relativas podemos esperar que los espesores sean cada vez más bajos, la masa de aire será cada vez más fría (y viceversa). Cuanto mayor sea la advección mayor será el cambio de temperatura, y la advección está relacionada con el gradiente de las isohipsas relativas, con la velocidad del viento en el estrato y de lo atravesado que este el viento térmico respecto al geostrófico. Esta faceta es importante para el pronóstico. Sin embargo este método no se podrá aplicar en las zonas donde la advección esté cambiando muy rápidamente, es decir en las zonas de frontogénesis o frontolisis.

Otro importante uso de los mapas de espesor es el relativo al pronóstico del desarrollo de los sistemas de presión. La circulación es controlada esencialmente por la topografía relativa, según Sutcliffe. Esto es debido a que los mapas de espesores son una representación más fiel de las características de la masa atmosférica de lo que lo puedan ser los mapas de isobaras en superficie. Existen diversos modelos o formas determinadas de campos de espesores, muy relacionadas con el desarrollo de circulaciones ciclónicas o anticiclónicas. Estos modelos característicos son:

1- Confluencia y difluencia del viento térmico: La región de entrada de una corriente intensa de viento térmico es una zona de confluencia de isohipsas relativas. La región de salida es de difluencia. Existen algunas reglas:

- En la región de confluencia se favorece la circulación anticiclónica a la izquierda del viento térmico, y circulación ciclónica a la derecha.
- En la zona de difluencia se favorece la circulación ciclónica a la izquierda (la anticiclónica a la derecha) del viento térmico.

2- Líneas de espesor onduladas:

- Ondas de pequeña amplitud: Se favorece la circulación anticiclónica en la zona de inflexión de la parte delantera de las dorsales (posterior de las vaguadas), y la ciclónica en las zonas de inflexión que preceden a las vaguadas. La situación en superficie y altura sigue las ondulaciones del viento térmico.
- Ondas de gran amplitud con dorsales y vaguadas muy marcadas. Corresponden a borrascas que están cercanas a la oclusión, o altas móviles, es decir frías, que se van a convertir en altas cálidas.

3- Confluencia o difluencia asociadas con vaguadas y dorsales. Suceden a la vez los dos anteriores casos,

siendo ahora mucho más difícil el establecer unas pautas.

Además de estos modelos más o menos característicos, en los sistemas de presión móviles, esto es bajas cálidas y anticiclones fríos, podemos comentar también algunos aspectos:

En las borrascas cálidas el aire cálido converge sobre ellas por las capas bajas y la divergencia se da por las capas altas, ascendiendo el aire por su interior, luego un estrato limitado por dos superficies isobáricas crece por donde se mete aire cálido ascendente. De otra manera, donde el desarrollo de la borrasca sea mayor, el crecimiento de espesor será mayor. Con esto tenemos que en zonas de viento térmico fuerte, con aire cálido en capas bajas, se originará una ciclogénesis de bajas móviles, que se moverán en seguimiento del viento térmico más fuerte de sus alrededores.

En cuanto a las altas móviles, es decir fríos, tienen convergencia arriba, aire frío descendiendo y divergencia abajo. El espesor disminuirá en estas zonas de descenso. Se crea entonces un fuerte gradiente horizontal de espesores, pero de sentido contrario al de las bajas cálidas. El viento térmico será muy intenso. También habrá una anticiclogénesis.