

INTRODUCCIÓN

El objetivo de todo este rollo que se avecina es aprender a predecir las condiciones de vuelo que podemos esperar un determinado día. Veremos cómo después de hacer unas medidas sencillas de temperatura, seremos capaces de calcular el techo que podemos esperar ese día. Otra cosa distinta será que seamos capaces de llegar a él los más mantas.

También explicaremos en qué consiste un diagrama de estado y aprenderemos a interpretar las curvas de estado que se dibujan sobre estos diagramas y que se obtienen a través de las mediciones realizadas por los globos sonda. Esto nos permitirá conocer el grado de inestabilidad del día, y nos indicará si las térmicas van a ser más o menos potentes, o si se desarrollarán tormentas.

En primer lugar, vamos a ver qué son las diferentes líneas que están representadas en un diagrama de estado.

LOS EJES DEL DIAGRAMA DE ESTADO.

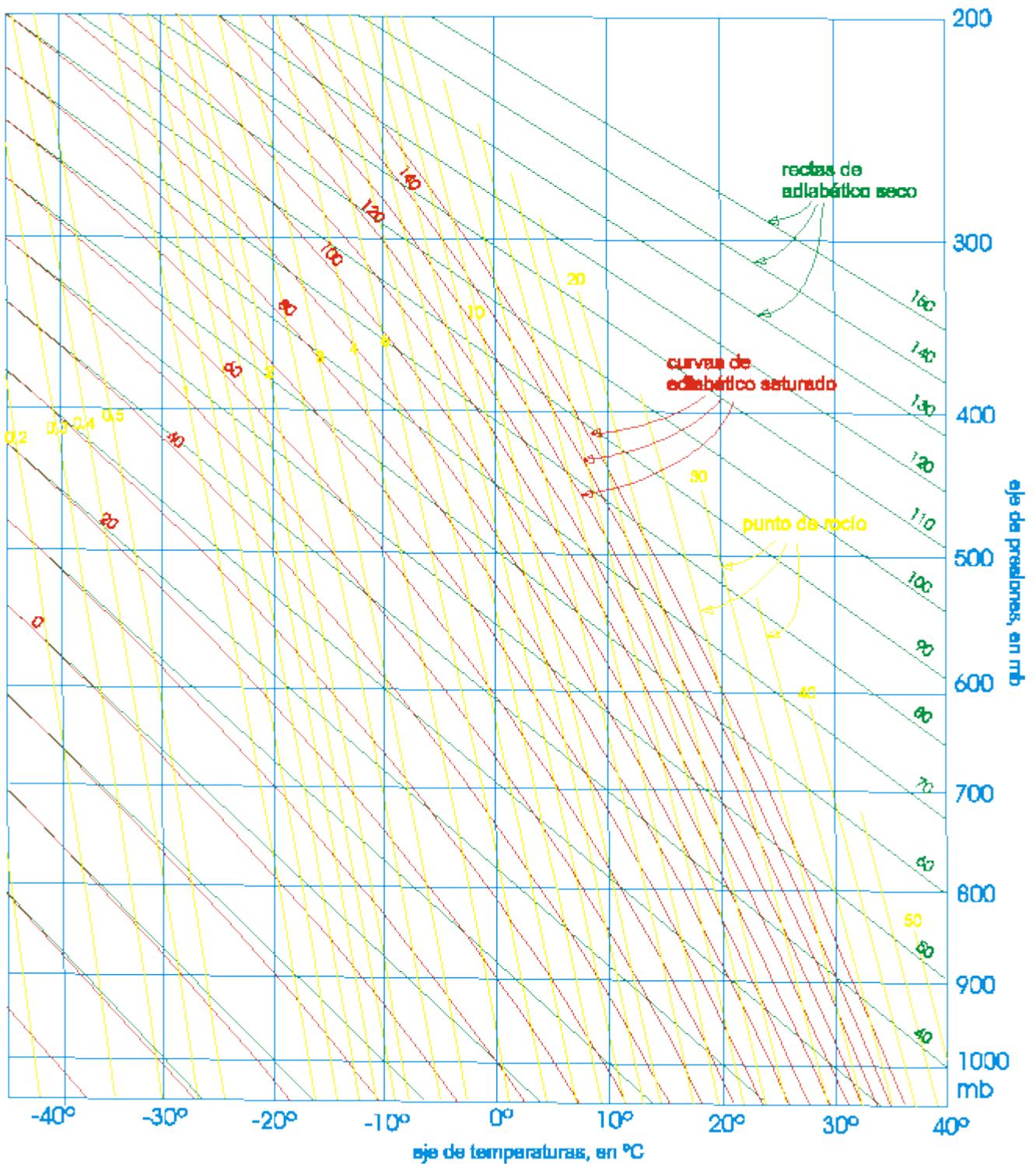
Lo primero son los ejes de coordenadas. En el eje X están representadas las temperaturas, y en el eje Y están representadas las presiones, que son los dos principales parámetros que rigen el comportamiento de un gas. Es decir, dentro de un diagrama presión-temperatura, podremos representar perfectamente todo lo que pueda estar pasando en una determinada masa de aire.

Un pequeño detalle. Algún avispadillo ya se habrá dado cuenta de que las presiones no están representadas de forma lineal en el eje, sino de forma logarítmica. Esto es porque lo que se quiere representar en escala lineal en el eje Y son en realidad altitudes, que es lo que a los voladores nos interesa más que la presión. O sea, que en el eje Y tenemos la altitud en miles de metros, entre 0 y 12.000 metros.

Bueno, pero esto no significa nada porque hay una relación directa entre la altitud y la presión atmosférica así que nos da lo mismo hablar de una cosa que de otra. En realidad la relación entre la altitud y la presión también depende del gradiente de temperatura, pero como éste varía de una forma desconocida, no puede tenerse en cuenta de forma exacta.

Bueno, que me enrollo: en el eje X tenemos temperatura y en el eje Y presión, o lo que es parecido (pero no igual), altitud.

Para complicar un poquillo las cosas, las temperaturas pocas veces aparecen en el eje X tal cual, sino que este eje de temperaturas se inclina hacia arriba en diagonal, de forma que las líneas de temperatura constante no son horizontales, sino que forman un determinado ángulo con la horizontal. Esto se hace así para que algunos aspectos derivados de la observación de una curva de estado se resalten más, como ya se verá. De momento, dejemos las cosas como están, y veamos el aspecto que tiene un diagrama de estos.



LAS RECTAS DEL ADIABÁTICO SECO.

Lo siguiente que tenemos representado son unas rectas diagonales paralelas. Estas rectas están representando el adiabático seco. Según el tipo de diagrama de estado utilizado, estas rectas pueden aparecer ligeramente curvadas.

Como recordatorio vamos a ver qué coño era eso del adiabático seco. Lo primero es saber qué es ese rollo del adiabático, que suena como a marca de supositorios.

Lo de adiabático es un término utilizado en termodinámica para expresar que un determinado proceso se realiza sin aporte de calor externo. Es decir, nosotros queremos saber cómo se va a comportar un pedazo de aire que se ha calentado en contacto con el suelo cuando se desprende y empieza a subir, formando una térmica golosota. Aunque no es del todo exacto, vamos a considerar que los cambios de temperatura que va a experimentar esa masa de aire mientras sube y nos arrastra con ella hacia arriba, van a ser causados exclusivamente a los cambios de presión debidos a la altura, y no se va a enfriar o calentar por la acción de ningún elemento externo. Por eso es un proceso adiabático.

Una vez que sabemos que significa la palabreja adiabático, nos olvidamos por completo de ella, porque solamente sirve para darnos el moco cuando estamos tomando unas birras en el bar.

Hablábamos del adiabático, y para colmo, seco. Es seco porque estas rectas representan cómo se va a enfriar al subir una porción de aire que no contiene nada de humedad.

O sea, que si tomamos una determinada porción de aire seco que a nivel del mar está, pongamos, a 20°C la recta inclinada que pasa por el punto de 0 m. de altitud y 20°C nos va a indicar cómo se va a enfriar esta porción de aire cuando la hacemos subir de altitud. La recta nos da un nuevo valor de temperatura para cada valor de altitud. Como vemos, las rectas se inclinan a la izquierda, es decir, la temperatura baja conforme el aire sube de altitud.

Una cosa que llama la atención es que se trata de un montón de rectas paralelas. Esto quiere decir que el cambio de temperatura que se experimenta en un proceso adiabático seco es siempre lineal con la altura. A este cambio se le llama gradiente de temperatura seco y lo podemos calcular a partir de cualquiera de las rectas. Nos movemos 1.000 metros en cualquiera de ellas y medimos cuál ha sido el cambio de temperatura. Si lo hacemos bien, veremos que este gradiente es de $9,8^{\circ}\text{C}$ por cada 1.000 metros, lo cual quiere decir que una masa de aire se enfriará $9,8^{\circ}\text{C}$ cada vez que se eleva 1.000 metros, de forma independiente de su temperatura inicial y la altura a la que se encuentre.

LAS CURVAS DEL ADIABÁTICO SATURADO Y LA TEMPERATURA DE ROCÍO.

El aire solamente puede contener una determinada cantidad de humedad como máximo. Esta cantidad depende de la temperatura a la que se encuentra el propio aire. Cuanto más caliente está el aire, más cantidad de vapor de agua puede contener.

Si tenemos una porción de aire húmedo a una determinada temperatura y lo hacemos subir, de forma que su temperatura baje, llegará un momento que no pueda contener todo el vapor de agua que arrastra y parte de éste se condensará. Esto quiere decir que parte del vapor de agua dejará de ser vapor, y formará pequeñas gotitas que se quedarán en suspensión en la masa de aire formando una nube.

Es lo que ocurre con las térmicas cuando llegan al nivel de condensación. El aire se enfría y llega un momento en que parte del vapor de agua que contiene se condensa y forma una nube. Es importante ver que el aire húmedo que sigue subiendo a partir del punto de condensación sigue conteniendo una cierta cantidad de vapor de agua. Lo que ocurre es que mientras va subiendo, se va enfriando más y más, y cada vez puede contener menos agua. El vapor de agua que sobra se condensa y sigue alimentando a la nube.

Aquí vamos a hablar también del punto de rocío. La temperatura de rocío (Antonio David el piccolo nos podría hablar de ella) es la temperatura por debajo de la cual el aire no puede seguir conteniendo todo el vapor de agua que lleva y comienza a formarse condensación.

Se llama punto de rocío porque es la temperatura a la que en una noche fresca empieza a haber condensación y se forma el rocío.

En el diagrama de estado, la temperatura de rocío está representada en función de la altitud por unas rectas paralelas casi verticales.

¿Por qué hablamos de adiabático “saturado”? Una porción de aire que ha llegado al nivel de condensación y sigue subiendo, se va desprendiendo del vapor de agua que no puede mantener mientras sube, de forma que siempre contiene la máxima cantidad de humedad posible. Por eso a este proceso se le llama adiabático “saturado”, porque el aire siempre está saturado de humedad.

No hay que confundir una porción de aire húmedo que está subiendo lejos del punto de condensación y una porción de aire saturado de humedad. El aire húmedo que no ha alcanzado el punto de condensación subirá de forma exactamente igual que si se tratara de aire totalmente seco.

Sin embargo, el aire saturado que sigue subiendo, está condensando permanentemente parte de su vapor de agua. Resulta que este proceso de condensación libera energía en forma de calor, lo que hace que el enfriamiento que experimenta la masa de aire debido al cambio de presión se vea suavizado. El resultado es que el aire saturado se enfría al subir de forma más lenta que el aire seco.

El resultado de todo este batiburrillo son las curvas del adiabático saturado, que en el diagrama de estado aparecen como unas curvas más o menos paralelas peinadas hacia la izquierda.

Un detalle ¿por qué ahora son curvas, y no son rectas? El motivo es que conforme al aire húmedo que sigue subiendo y sigue condensando agua, cada vez le queda menos vapor de agua. Es decir, que cuanto más alto sube, tiene menos agua y por tanto, también es menor la cantidad de agua que se condensa.

Esto quiere decir que la cantidad de calor que se libera también es menor, por lo que el descenso de temperatura se compensa cada vez menos, tendiendo a parecerse al gradiente del adiabático seco. En realidad, puede verse que para altitudes muy grandes y temperaturas muy bajas (en las que el aire saturado puede contener muy poca cantidad de vapor de agua) las curvas del adiabático saturado tienden a igualarse con las rectas del adiabático seco.

HISTORIA DE UNA TÉRMICA.

¿Qué ocurrirá con una burbuja de aire caliente que se desprende del suelo y empieza a subir? Imaginemos que la burbuja está más caliente que el punto de rocío ese día, que es lo normal. El aire comenzará a subir, enfriándose como indica la recta del adiabático seco. Llegará una altura en la que la burbuja se ha enfriado tanto, que no puede soportar todo el vapor de agua que lleva y comienza la condensación, formándose una nube.

Este punto puede encontrarse en el diagrama de estado como el punto donde se corta la recta del adiabático seco correspondiente con la recta de la temperatura de rocío del día, y corresponde a la altura de la base de los cúmulos ese día.

A partir de este punto, el aire va a estar constantemente más frío que la temperatura de rocío y va a estar condensando agua, por lo que la evolución de la masa de aire se realizará a través de la curva del adiabático saturado correspondiente.

Lógicamente, cuanto más caliente esté la burbuja en el momento de desprenderse, más alto subirá antes de llegar al punto de condensación.

Por otra parte, cuanto más seco esté el aire, más baja será la temperatura de rocío y más habrá que subir para alcanzarla.

Es decir, que para que la base de las nubes esté bien alta nos haría falta un día con poca humedad relativa y con el suelo bien achicharrado por el sol.

Pero ¿hasta dónde subirá la térmica en realidad? ¿dónde se detendrá? Esta es una respuesta más difícil de contestar, porque depende del gradiente real de temperatura. La térmica seguirá ascendiendo (si no tenemos en cuenta la inercia que pueda traer la burbuja de aire) mientras su temperatura sea más elevada que la masa de aire que le rodea.

¿A qué nos referimos con el término “gradiente real de temperatura”? Cuando hablábamos de la equivalencia entre la altitud y la presión hacíamos referencia a este gradiente de forma implícita. Decíamos que para calcular esta equivalencia entre presión y altitud debía despreciarse el efecto del gradiente de temperatura. De hecho, gran cantidad de varios y altímetros comerciales consideran una atmósfera isoterma, es decir, que se encuentra a la misma temperatura en todo su volumen.

Esto se hace así, porque no es posible conocer en todo momento cuál es el gradiente real de la temperatura. La única forma de conocer este dato, es lanzando un globo sonda que mida a las diferentes altitudes la temperatura a la que se encuentra el aire. Los globos también miden la presión atmosférica, y de esta forma se obtiene las curvas de estado, que representan la temperatura versus la presión.

Si disponemos de una medida de estas características, su trazado sobre un diagrama de estado nos proporcionará muy valiosa información sobre la estabilidad del aire y el techo de las térmicas.

Pero para ver qué es lo que ocurre, supongamos en primer lugar que nos encontramos en una atmósfera isotérmica, es decir, con toda la masa de aire a la misma temperatura de forma independiente de la altura.

En estas condiciones, una térmica subiría hasta “gastar” la diferencia de temperatura que tenía en el momento del disparo con el aire circundante. Supongamos que esta diferencia era de 5 grados. Como el gradiente seco es de $9,8^{\circ}\text{C}$ por cada 1.000 metros, nuestra térmica subiría poco más de 500 metros.

Esto ocurriría en el caso de que en su ascenso la térmica no alcanzara antes de detenerse el nivel de condensación. Es lo que se llama una térmica azul, porque no existe condensación (nube) sobre la misma.

Imaginemos ahora que el nivel de condensación se alcanza a los 750 m. Imaginemos también que la temperatura inicial en el punto de disparo de la térmica es 10°C más alta que la del aire circundante. En este caso el aire subiría por la adiabática seca hasta los 750 m, bajando su temperatura casi $7,5^{\circ}\text{C}$ ($750 \cdot 9,8 / 1.000 = 7,35^{\circ}\text{C}$). Es decir, en el punto en el que el aire de la térmica se satura de humedad seguiría manteniendo más de dos grados y medio de diferencia con el entorno. Dentro de la nube, el aire seguiría subiendo por la adiabática saturada hasta enfriarse e igualarse su temperatura con la del entorno. En este punto se encontraría la parte más alta de la nube.

La altitud necesaria para conseguir esto debe derivarse del diagrama de estado, porque las adiabáticas saturadas son curvas y el enfriamiento no se puede calcular de forma numérica tan fácilmente como en el caso de la adiabática seca.

Para ello, desde el punto de saturación (corte de las rectas adiabática seca y punto de rocío), seguiríamos la adiabática saturada hacia arriba hasta el punto en el que la temperatura de la masa ascendente iguala a la temperatura externa (en el eje X del diagrama) y leeríamos la presión en el eje Y, trazando desde este punto una línea horizontal hacia la derecha. Con esta presión habría que ver la altitud que corresponde al valor leído.

En realidad todo esto no ocurre así, porque en general, el aire en la atmósfera está mas frío en las capas altas que en las capas bajas. En una atmósfera

totalmente normal (que nunca lo es), este gradiente de temperatura es de $0,6^{\circ}\text{C}$ por cada 100 m. Es decir que el aire está 6°C más frío cuando subimos 1.000 metros.

Lógicamente, esto hace que las cosas sean muy diferentes que en el caso de la atmósfera isoterma que explicábamos antes. Ahora la térmica se va enfriando conforme va subiendo de altura, pero el aire circundante está también más frío, por lo que tardará más en igualarse las temperaturas y las térmicas subirán más altas. Sin embargo, vemos que el enfriamiento del adiabático seco ($9,8^{\circ}\text{C}$ cada 1.000m) es más rápido que el gradiente de temperatura estándar de 6°C cada 1.000 metros, por lo que siempre se terminarán por igualar las temperaturas a una determinada altura.

INTERPRETACIÓN DE LA ESTABILIDAD A PARTIR DE LA CURVA DE ESTADO (GRADIENTE REAL DE TEMPERATURA)

A estas alturas de la liga ya puede apreciarse perfectamente la importancia de conocer el gradiente de temperatura real de la atmósfera, que se obtiene mediante sondeos de temperatura, que luego se dibujan en los diagramas de estado.

Imaginemos que en un determinado día tenemos una atmósfera en la que el sondeo nos dice que el gradiente de temperatura es mayor que el adiabático seco, por ejemplo, 12°C cada 1.000m. En estas condiciones, si una masa de aire ligeramente más caliente que el aire del entorno comienza a subir, ocurrirá que al subir se enfriará menos que el aire que está alrededor, con lo que la diferencia de temperatura, en vez de ir menguando se hará mayor. Esto a su vez hará que la masa de aire suba más rápido, y según vaya ascendiendo estará cada vez más caliente con respecto al entorno y se seguirá acelerando.

La situación se acentúa más aún cuando se alcanza el nivel de condensación, porque como hemos visto, el adiabático saturado es más pequeño que el seco y la diferencia de temperatura con respecto al entorno crecerá todavía más.

Esto ocurre en días en los que la atmósfera es muy inestable, el aire está muy frío en las capas altas, y nos podemos preparar para ver hermosos cúmulos nimbos florecer por doquier como champiñones.

El caso contrario ocurre cuando en el sondeo de temperatura aparece una (o varias) capas de inversión. Las capas de inversión son zonas en las que el gradiente de temperatura se invierte, es decir, la temperatura del aire aumenta con la altura.

En este caso, con la temperatura del aire de la térmica bajando según el adiabático seco o saturado, y la temperatura del aire circundante subiendo con la altura, ocurre que las posibles diferencias de temperatura entre la masa de aire y el aire circundante se agotan rápidamente, y las térmicas no consiguen atravesar esta capa de inversión.

La capa de inversión puede ser atravesada por individuos muy calientes, que hayan acumulado una diferencia de temperatura grande. También puede ser rota por “pelotazos” muy fuertes, que atraviesan la capa de inversión no por diferencia de temperatura, sino por inercia. Una vez superada la capa de inversión, el gradiente de temperatura más arriba puede hacer que las térmicas mueran de todas formas o que continúen prosperando hacia arriba.

Como se ve, para calcular el techo y la evolución de las térmicas es necesario contar con un sondeo térmico de la atmósfera, real (medido) u obtenido por simulación o interpolación.

En las zonas en las que el gradiente de temperatura es mayor que el adiabático seco, se dice que el gradiente es “superadiabático”. También se dice que la atmósfera es “absolutamente inestable”, porque cualquier pequeño movimiento en la masa de aire provocado por el calentamiento solar (u otras causas) continuará acelerándose cada vez más.

Si el gradiente de temperatura coincide con el adiabático seco, se dice que la atmósfera tiene “estabilidad neutra” y una térmica que se dispare en estas condiciones seguirá subiendo sin acelerar ni frenar hasta llegar a otra zona en la que el gradiente sea diferente.

Si el gradiente de temperatura es menor que el adiabático seco pero mayor que el adiabático saturado ocurrirá que las masas de aire seco ascenderán cada vez más despacio hasta detenerse, pero el aire saturado irá acelerando en condiciones de inestabilidad. A esta situación se le denomina “inestabilidad condicional”, porque depende de la humedad relativa del aire y de que éste se sature.

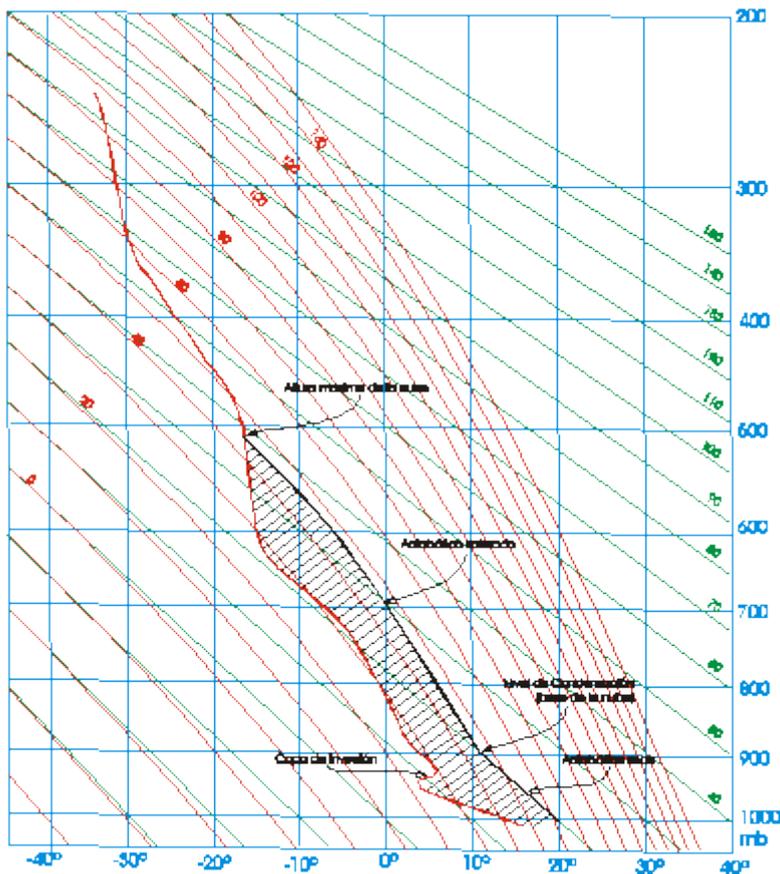
Si el gradiente de temperatura es menor que el adiabático seco y el adiabático saturado, la atmósfera será “absolutamente estable”.

Vemos que el empuje hacia arriba que experimenta una masa de aire en un determinado instante depende de su diferencia de temperatura con el aire circundante. El empuje total que experimentará esa masa de aire a lo largo de toda su ascensión vendrá dado por la suma de los empujes instantáneos que ha experimentado en todos los instantes de la ascensión.

Esta suma se puede calcular como una integral, y por tanto, viene dada por el área comprendida entre la curva de estado del aire y las líneas por las que asciende el aire en movimiento: el adiabático seco primero y el adiabático saturado después. En esta última zona es donde más energía se libera y es la responsable de las grandes formaciones de nubes. Esta área aparece sombreada en el gráfico del ejemplo.

Si el área entre líneas es estrecha, quiere decir que las nubes no se verán empujadas a crecer con mucha intensidad. Si por el contrario esta área es ancha, quiere decir que las nubes experimentarán un fuerte empuje total y pueden producirse grandes desarrollos.

La parte final del área, el punto donde la curva de estado corta a la adiabática saturada, representa el punto más alto que alcanzarán las nubes.



Por último, hay que destacar un aspecto importante de todo el batiburrillo este de la interpretación de las curvas de estado. La trayectoria exacta que seguirá una térmica depende en gran medida de la temperatura inicial de la que partamos (20°C en la curva del ejemplo).

Si tomamos una temperatura inicial muy alta, toda la trayectoria se desplazará hacia la derecha, separándose de la curva de estado. El empuje será mayor, el nivel de condensación estará más alto y la altura máxima de las nubes será mayor. Esta situación se corresponde a un día o una hora en la que el sol va a estar calentando a todo trapo. Es exactamente lo que ocurre con el techo del día conforme se acerca el mediodía y el suelo comienza a estar caliente.

Si por el contrario calculamos que la fuerza del sol va a ser escasa (es invierno, no es mediodía o el cielo está velado), la temperatura inicial será más baja, las térmicas más débiles, y la altura de las nubes menor.

Elegir la temperatura de disparo adecuada para realizar predicciones correctas es muy importante y se consigue afinar a fuerza de práctica. Hay días que si el sol no calienta en exceso son muy estables, pero alcanzado un determinado punto de insolación se desbocan totalmente.

SOLUCIÓN A LA PARADOJA METEOROLÓGICA QUE APARECIO EN EL FORO.

Alguien en el foro decía que los de los anticiclones y las borrascas suponían una paradoja, porque en los anticiclones la presión atmosférica es más alta, lo cual significa que el aire es más frío (pesa más) en la vertical de un anticiclón. Como hemos visto, el aire frío en altura es señal de inestabilidad, cuando todos sabemos que los días anticiclónicos son los más estables.

En realidad, un anticiclón es una enorme célula convectiva, en la que por efecto de la mayor presión en superficie, el aire tiende a escapar hacia las zonas adyacentes, de presión más baja. Esto hace que la masa de aire que se encuentra en el centro de un anticiclón esté en continua subsidencia, para alimentar el aire que escapa por las capas bajas. El aire en un anticiclón puede bajar 1.000 metros en un día, y hemos visto que el aire se calienta al perder altura $9,8^{\circ}\text{C}$ por cada 1.000 m (si el aire es seco).

Como en las capas bajas la velocidad vertical se reduce mucho para convertirse en velocidad horizontal, el mayor calentamiento se produce bastante por encima del relieve, lo cual origina extensas capas de inversión, o cuando menos, de aire absolutamente estable.

EL TEFIGRAMA Y OTROS FORMATOS.

Ahora resulta que los ejes de coordenadas que hemos explicado para el diagrama de estado no son los que más se utilizan en los gráficos que circulan por ahí. Si nos dedicamos a recoger sondeos o previsiones de sondeos a través de Internet, o como sea, nos encontraremos con que los gráficos más habituales sí que mantienen la presión en el eje vertical, pero las temperaturas, en lugar de aparecer en el eje horizontal (con isotermas verticales) están en un eje inclinado. Es decir, las isotermas, en lugar de ser verticales son unas rectas diagonales con mayor o menor inclinación, dependiendo del gráfico concreto utilizado.

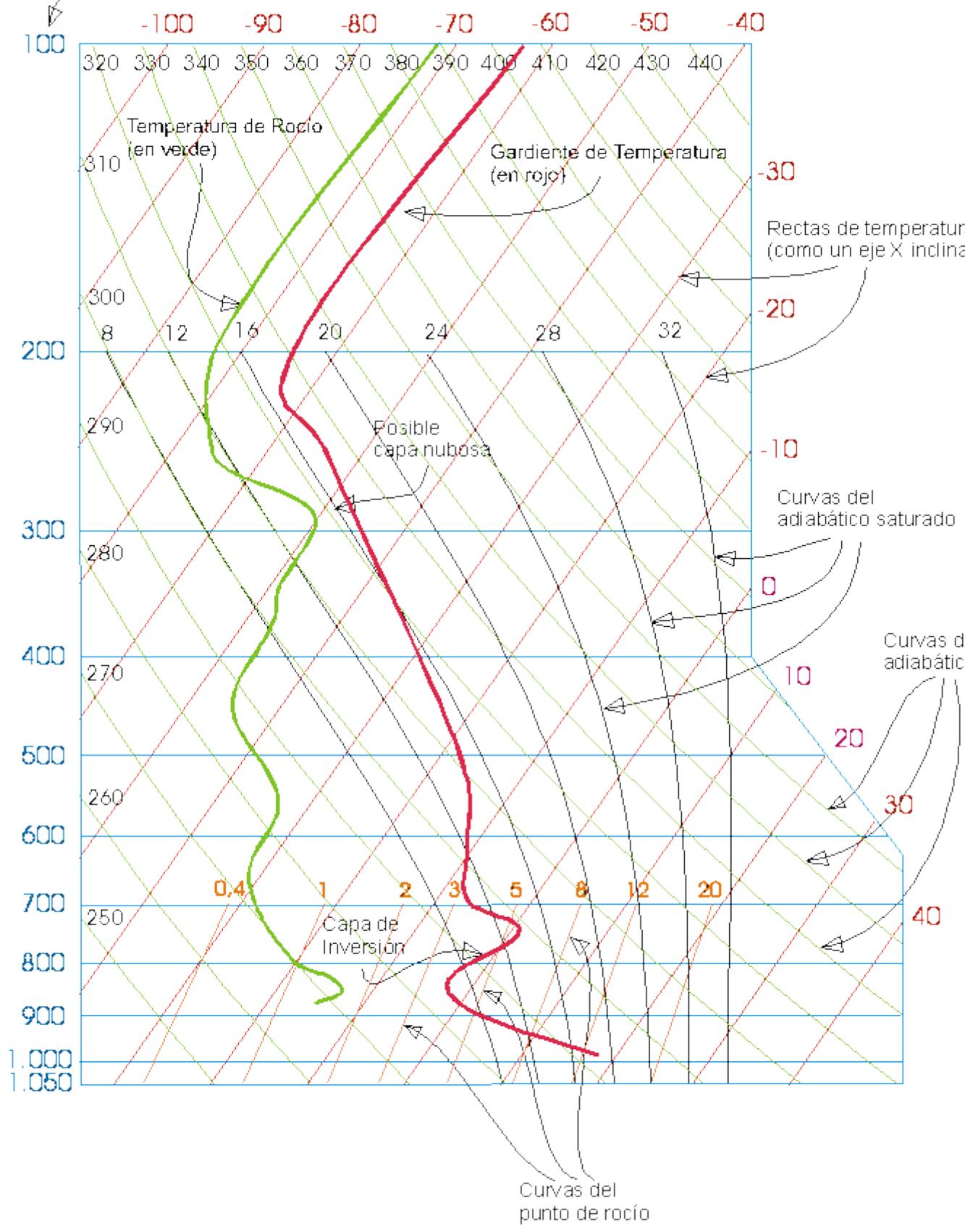
Esto se hace así para resaltar las diferencias entre el gradiente real de temperatura obtenido por sondeo, y las líneas del adiabático seco y el adiabático saturado.

Las reglas de interpretación de estos gráficos son las mismas y siguen consistiendo en comparar la curva de gradiente real con el resto de gradientes.

El punto de condensación y la altura de las nubes se calcula igual. La inestabilidad total sigue estando definida por el área comprendida entre la curva de estado y los gradientes seco y saturado.

A continuación puede encontrarse una de curvas, que corresponde al tipo de diagramas que ofrece NOAA, por ejemplo. La curva roja representa el gradiente real de temperatura en función de la presión. La línea verde corresponde al valor de la temperatura de rocío que a diferentes altitudes (valores de presión).

Presión en eje logarítmico (altura)



Al margen de las nubes de evolución, cuyo desarrollo puede predecirse a partir de la trayectoria de la curva del gradiente de temperatura respecto de la curva del adiabático saturado, la nubosidad, sobre todo en las capas altas (cirros, por ejemplo) puede predecirse a partir de la curva de la temperatura de rocío.

Si existe un punto en el que la curva de rocío y la curva de estado se aproximan considerablemente, esto quiere decir que el aire se encontrará prácticamente saturado de humedad, y que por tanto se pueden formar nubes a esa altura aunque las masas de aire no se muevan demasiado.

EJEMPLOS DE ANÁLISIS DE CURVAS DE ESTADO

Como tantas ideas arrojadas sin ton ni son pueden confundir bastante, vamos a ver algunos ejemplos prácticos. Vamos a hacerlos sobre el último diagrama que hemos expuesto (el que utiliza NOAA), que es el que más probabilidades tiene de ser utilizado por nosotros. En cualquier caso, los conceptos que se aplican a todos los diagramas son idénticos.

En primer lugar nos tendremos que hacer con una curva de estado del lugar en el que vamos a volar. Suponemos que ya tenemos esa curva de estado y que es la que en el diagrama se encuentra representada por el trazo rojo continuo.

Ahora necesitamos conocer otros dos datos, la temperatura de rocío del día y la temperatura de disparo.

La temperatura de rocío se puede obtener de varias formas. La primera es utilizar la temperatura de rocío que nos ofrece el que nos haya dado el sondeo. En estos sondeos suelen venir unas gráficas de la temperatura de rocío que pueden ayudar. La segunda es utilizar la temperatura de rocío que nos dan en el aeropuerto más cercano (llamamos por teléfono o nos conectamos por Internet). Aunque la humedad relativa no es algo que cambie de forma muy drástica de un sitio para otro, ojo a la distancia a la que se encuentra el aeropuerto. Los más puristas, pueden escoger la tercera forma, que consiste en

utilizar un psicrómetro en el despegue, de la forma que se indica en los siguientes capítulos de este documento.

El siguiente dato que necesitamos es la temperatura de disparo. ¿Qué diantres es la temperatura de disparo? Es simplemente la temperatura que tiene la burbuja de aire cuando se desprende del suelo para formar una térmica. Lógicamente, cuanto más esté calentando el sol, mayor será esta temperatura. Este es uno de los puntos en los que más ayuda la experiencia, porque la temperatura de disparo no es algo que podamos medir exactamente con un termómetro, aunque la temperatura medida en una zona del despegue expuesta a la brisa térmica puede ser una buena aproximación.

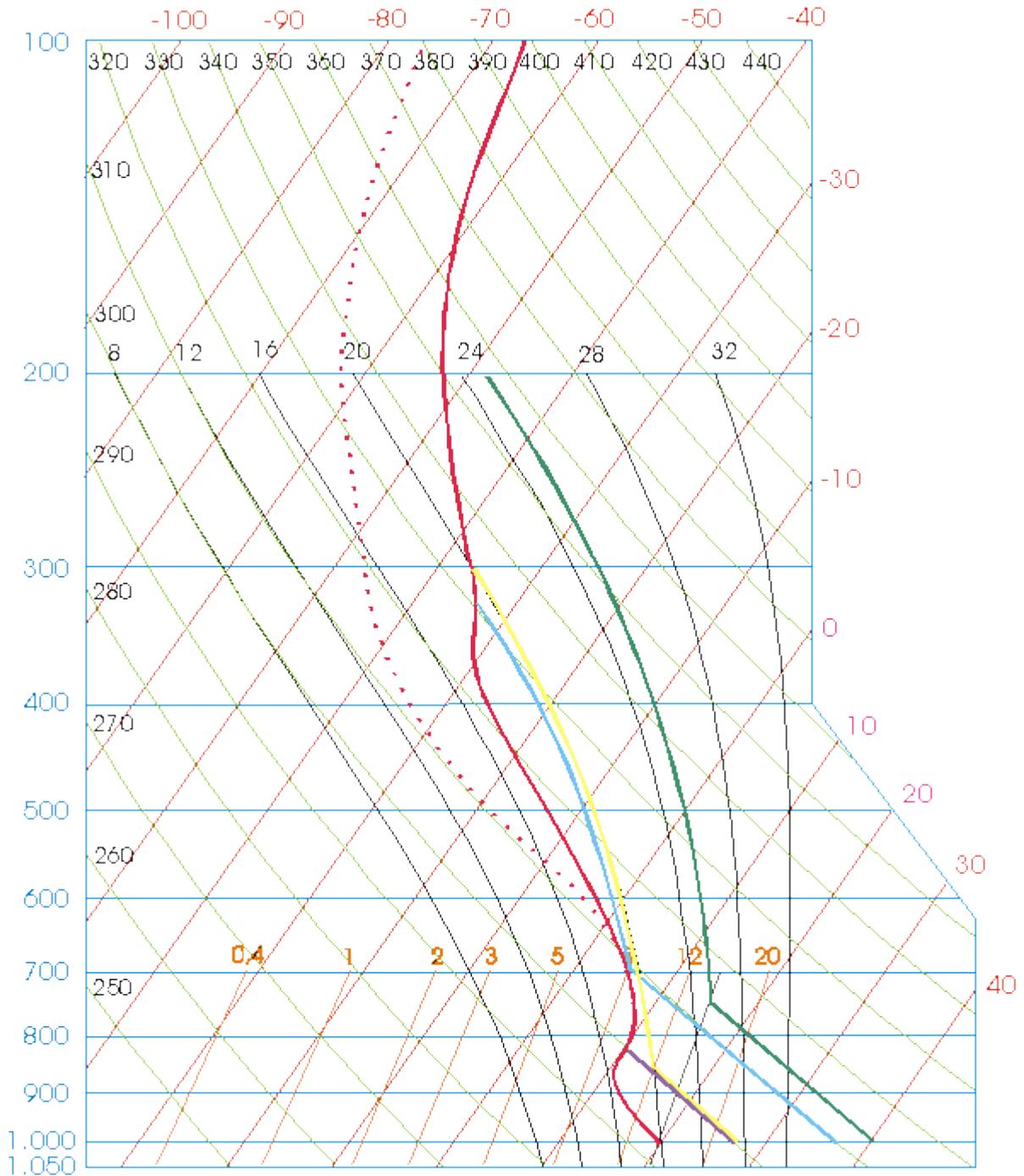
En el ejemplo que vamos a ver se demuestra cómo se calcula el estado de la atmósfera a partir de la curva de estado y los dos parámetros que se han indicado (temperatura de rocío y temperatura de disparo) y se pretende ilustrar el efecto que estos últimos tienen por sí mismos.

Por ello se va a analizar una misma curva de estado, en función de los valores concretos que puedan tomar ese día la temperatura de rocío y la temperatura de disparo.

Un primer vistazo a la curva de estado nos enseña que hay una capa baja en la que casi existe una inversión, y la temperatura del aire se mantiene casi constante con la altura, y la curva discurre paralela a la isoterma de 20°C. Puede ser un problema para las térmicas, como veremos.

En color morado se ha representado el caso más pobre, en el que la temperatura de rocío es de 8°C y se ha considerado una temperatura de disparo de 27°C. Una temperatura de rocío tan baja nos indica que el aire contiene muy poca humedad.

En todos los casos, vamos a considerar que el despegue está a unos 100 m de altitud sobre el mar, lo cual corresponde a unos 1.000 mb de presión. En el despegue, medimos o estimamos la temperatura de disparo.



Así que tomamos la recta horizontal de 1000 mb (la que corresponde a la altura del despegue) y la cortamos con la isoterma de 27°C. Las isotermas son las rectas diagonales de color rojo. Como no hay una curva de 27°, calculamos el punto a ojo, entre la isoterma de 20 y la de 30 grados (en un diagrama más detallado no hace falta aplicar el ojímetro).

Desde este punto avanzamos por la recta de adiabático seco por el trazo que está marcado en morado. La idea sería seguir hasta que esta recta se corte con la recta de punto de rocío 8°C (que está en anaranjado). Pero resulta que antes nos encontramos con la curva de estado del día, es decir, que en este punto la temperatura de la térmica se iguala con la del aire circundante y deja de haber ascendencia.

No hemos alcanzado el nivel de condensación, así que será un día de térmica azul. Para calcular el techo de las térmicas miramos la presión que corresponde al punto en el que se cortan la línea morada con la curva de estado. En este caso tenemos unos 825 mb, que corresponden a unos 1.700 metros de altitud (al final del capítulo pongo una tabla de conversión de altitud a mb para facilitar la tarea, aunque lo habitual es que el diagrama incluya la escala en mb y en metros).

¿Podemos decir algo más del día? Pues sí. Echando un vistazo a la curva de estado vemos que en las capas bajas la temperatura del aire corre más o menos paralela a las rectas del adiabático seco. Esto quiere decir que la diferencia de temperaturas entre la térmica y el aire circundante se mantendrá con la altura en esta franja, y por tanto las térmicas experimentarán un buen empuje hasta aproximarse hasta la capa en la que casi existe una inversión. En este punto, las térmicas se cortarán de forma bastante repentina. El día permanecerá azul.

Supongamos otro día con las mismas condiciones pero en el que el sol calienta más. O mejor aún. Supongamos que el caso anterior correspondía a un día a las 10 de la mañana y ahora estamos al mediodía y la temperatura de disparo ha subido hasta los 36°C .

Si repetimos la operación, esta vez partiremos de un punto situado más a la derecha que antes. En este caso, la recta del adiabático seco que parte de este punto (trazo azul) se encuentra con la recta de la temperatura de rocío de 8°C antes que con la curva de estado. En este punto se produce la condensación (altura de la base de las nubes) y a partir de aquí, el aire continuará ascendiendo por dentro de la nube siguiendo una curva de adiabático saturado, que se junta con la curva de estado en una presión algo más de 300 mb. Vemos que la franja que existe entre la traza azul y la curva de estado es muy estrecha, por lo que el empuje total que experimentará el aire no es muy intenso, y los cúmulos se desarrollarán muy poco.

El siguiente ejemplo corresponde a la traza amarilla, en la que se ha considerado un día con una humedad relativa mayor (temperatura de rocío de 12°C). En este

caso, si la temperatura de disparo es de 27°C, el aire subirá por la misma recta de adiabático seco que en el primer caso, pero esta vez alcanzará a la recta de temperatura de rocío 12°C antes que a la curva de estado y se producirá condensación a un nivel más bajo.

A partir de este punto, la curva continua por un adiabático saturado y esta vez, dado que el adiabático saturado tiene mayor inclinación que el seco, las térmicas son capaces de atravesar la capa de inversión y condensar nubes que alcanzan un punto muy similar al del ejemplo segundo.

En este ejemplo vemos como dos días con una curva de estado similar, en el que tiene una mayor humedad relativa el nivel de condensación está más bajo y las nubes pueden llegar a prosperar.

El último caso (trazo verde) corresponde a un día muy cargado de humedad (temperatura de rocío 15°C) y achicharrado por el sol (temperatura de disparo 40°C). Lo más destacable de este ejemplo es la gran área que existe entre la curva de estado y las curvas adiabáticas. En este caso las nubes pueden experimentar un desarrollo muy grande.

El ejemplo más característico de grandes nubes de desarrollo corresponde al caso en el que se tiene una curva de estado similar a la traza roja discontinua. En este caso, el aire esta muy frío en las capas altas y prácticamente cualquier masa de aire que comience a ascender se verá impulsada hacia arriba. En casi todos los casos el área entre las curvas es muy extensa, por lo que cabe esperar grandes desarrollos.

RELACIÓN PRESIÓN ALTURA.

Como la relación altitud presión es una fórmula rara, a continuación pongo una tabla para convertir presión a altitud, teniendo en cuenta una atmósfera normal, para poder pasar las lecturas de presión de los diagramas a alturas aproximadas.

Tabla de presión vs. Altitud									
Altitud sobre el nivel del mar			Temperatura		Barómetro		Presión Atmosférica		
Pies	Millas	Metros	F	C	In. Hg. Abs.	mm Hg. Abs.	PSIA	Kg / sq. cm	kPa A
-5000		-1526	77	25	35.58	903.7	17.48	1.229	120.5
-4500		-1373	75	24	35.00	889.0	17.19	1.209	118.5
-4000		-1220	73	23	34.42	874.3	16.9	1.188	116.5

-3500		-1068	71	22	33.84	859.5	16.62	1.169	114.6
-3000		-915	70	21	33.27	845.1	16.34	1.149	112.7
-2500		-763	68	20	32.70	830.6	16.06	1.129	110.7
-2000		-610	66	19	32.14	816.4	15.78	1.109	108.8
-1500		-458	64	18	31.58	802.1	15.51	1.091	106.9
-1000		-305	63	17	31.02	787.9	15.23	1.071	105.0
-500		-153	61	16	30.47	773.9	14.96	1.052	103.1
0		0	59	15	29.92	760.0	14.696	1.0333	101.33
500		153	57	14	29.38	746.3	14.43	1.015	99.49
1000		305	55	13	28.86	733.0	14.16	0.956	97.63
1500		458	54	12	28.33	719.6	13.91	0.978	95.91
2000		610	52	11	27.82	706.6	13.66	0.960	94.19
2500		763	50	10	27.32	693.9	13.41	0.943	92.46
3000		915	48	9	26.82	681.2	13.17	0.926	90.81
3500		1068	47	8	26.33	668.8	12.93	0.909	89.15
4000		1220	45	7	25.84	656.3	12.69	0.892	87.49
4500		1373	43	6	25.37	644.4	12.46	0.876	85.91
5000	0.95	1526	41	5	24.90	632.5	12.23	0.86	84.33
6000	1.1	1831	38	3	23.99	609.3	11.78	0.828	81.22
7000	1.3	2136	34	1	23.10	586.7	11.34	0.797	78.19
8000	1.5	2441	31	-1	22.23	564.6	10.91	0.767	75.22
9000	1.7	2746	27	-3	21.39	543.3	10.5	0.738	72.40
10,000	1.9	3050	23	-5	20.58	522.7	10.1	0.71	69.64
15,000	2.8	4577	6	-14	16.89	429.0	8.29	0.583	57.16
20,000	3.8	6102	-12	-24	13.76	349.5	6.76	0.475	46.61
25,000	4.7	7628	-30	-34	11.12	282.4	5.46	0.384	37.65
30,000	5.7	9153	-48	-44	8.903	226.1	4.37	0.307	30.13
35,000	6.6	10,679	-66	-54	7.06	179.3	3.47	0.244	23.93
40,000	7.6	12,204	-70	-57	5.558	141.2	2.73	0.192	18.82
45,000	8.5	13,730	-70	-57	4.375	111.1	2.15	0.151	14.82
50,000	9.5	15,255	-70	-57	3.444	87.5	1.69	0.119	11.65
55,000	10.4	16,781	-70	-57	2.712	68.9	1.33	0.0935	9.17
60,000	11.4	18,306	-70	-57	2.135	54.2	1.05	0.0738	7.24
70,000	13.3	21,357	-67	-55	1.325	33.7	0.651	0.651	4.49
80,000	15.2	24,408	-62	-52	0.8273	21.0	0.406	0.406	2.80
90,000	17.1	27,459	-57	-59	0.520	13.2	0.255	0.255	1.76
100,000	18.9	30,510	-51	-46	0.329	8.36	0.162	0.162	1.12

Como podéis ver, con esta tabla se pueden convertir presiones en cualquier unidad a altitudes en cualquier unidad. Faltan los mb, pero estos se obtienen sin más que desplazar una posición el decimal en la última columna, la de los Kpa, ya que los milibares se corresponden con los Hectopascales. No he querido añadir otra columna.

También se indican las temperaturas que corresponden a las diferentes altitudes en una atmósfera estándar. Es útil para compararla con la curva de estado del día para identificar embolsamientos de aire frío o aire caliente.

CÁLCULO PRÁCTICO DE LA ALTURA DE LA BASE DE LAS NUBES.

En realidad sí que lo es. Lo que ocurre es que muy pocas veces (casi nunca, más bien), disponemos de sondeos de temperatura (diagramas de estado) de la zona en la que queremos volar. Por ejemplo, es bastante posible que si nos vamos a volar al Pirineo, el sondeo más cercano que podamos obtener sea el de Zaragoza.

Y claro, lo que ocurre en Zaragoza (en el llano) y sobre la cima del Aneto, pues es bastante posible que no tenga nada que ver. Y volviendo a la anterior pregunta: ¿para qué sirve todo este rollo? Bueno, en primer lugar para comprender mejor qué ocurre en estas masas de aire que se llaman térmicas, dentro de las cuales nos sentimos tan a gustito. Pero es que también hay una razón práctica. Existen diversos programas de simulación meteorológica que dan predicciones bastante fiables del gradiente de temperatura que se va a producir sobre un determinado punto, cuyas coordenadas hay que introducir junto con la hora de la predicción.

Podéis encontrar algunos de estos programas en la web del programa de satélites meteorológicos NOAA, en la dirección:

<http://www.arl.noaa.gov/ready/cmet.html>

Yo los he utilizado a menudo para calcular las condiciones de vuelo en un determinado día y os puedo decir que los resultados son bastante buenos, aunque no podemos esperar que el programa nos vaya a predecir capas de inversión sobre los valles ni cosas de gran detalle. Lógicamente, los diagramas simulados son más precisos cuando más cercana está la fecha de la predicción. De un día para otro están bastante bien.

Si tampoco disponemos de estas curvas de estado simuladas, todavía nos queda el recurso de utilizar unas tablas como la que adjunto y un psicrómetro. Que nadie se rasgue las vestiduras todavía. Detrás de la palabreja psicrómetro, lo único que se esconde es una pareja de termómetros, uno seco y otro húmedo.

El termómetro seco (o termómetro de bulbo seco) es un termómetro normalito, como los de toda la vida.

El termómetro húmedo (o termómetro de bulbo húmedo) es otro termómetro, habitualmente gemelo al anterior, en el que el bulbo (la bolita de cristal en la que está el mercurio) se ha introducido en algún tipo de tejido empapado en agua.

Todo el mundo sabe para qué sirve un termómetro normal, pero ¿para qué diantres sirve el termómetro húmedo?. Pues como más de uno ya habrá adivinado, para medir la humedad del aire.

¿Cómo coño funciona un termómetro húmedo? El principio físico es muy sencillo, y todo el mundo lo conoce. Cuando un líquido cualquiera se evapora, absorbe calor de su alrededor, haciendo que la temperatura baje. Cuanto más líquido se evapora, mayor es el enfriamiento. Es lo que ocurre cuando nos mojamos las manos con alcohol, por ejemplo. Aunque el alcohol en el frasco esté a buena temperatura, en cuanto nos mojamos las manos y el alcohol se empieza a evaporar sentimos frío. Sentimos mucho frío, porque el alcohol se evapora muy rápidamente.

Otro ejemplo son los fabulosos botijos extremeños, fabricados con barro poroso que deja sudar al botijo, y que gracias a ello mantienen el agua fresquita hasta en los días más calurosos.

Pues el termómetro húmedo funciona igual que los botijos extremeños. Cuanto más seco esté el ambiente, la evaporación del agua que empapa el tejido será más rápida y la temperatura bajará más respecto al termómetro seco. Es decir, que cuanto mayor sea la diferencia medida entre los dos termómetros, menor será la humedad relativa.

Existe una gran cantidad de fórmulas para calcular distintos parámetros (humedad relativa, temperatura de rocío, etc) a partir de la medida de los dos termómetros. Expongo algunas al final del texto, pero no tienen mucha utilidad práctica.

Con las fórmulas que se pueden aplicar, con la temperatura de los dos termómetros, y considerando una atmósfera estándar, se pueden hacer todos los numeritos necesarios para calcular el nivel de condensación, y por tanto, la altura de la base de las nubes. A continuación pongo una tabla que contiene esta información ya calculada, sin necesidad de aplicar ninguna fórmula.

La forma de utilizar esta tabla es la siguiente. Tomamos las dos temperaturas, la del termómetro seco y la del termómetro húmedo, y nos quedamos con la temperatura del termómetro seco y la diferencia de las dos.

Encontramos la casilla que corresponde a estos dos datos (temperaturas de termómetro seco en vertical y diferencias en horizontal) y el número que encontramos dentro es directamente la altura de la base de las nubes en metros. Bonito ¿no?.

Solamente una recomendación: hay que mantener el tejido del termómetro húmedo bien empapado y dejar transcurrir un buen rato para que se estabilicen las dos temperaturas.

Diferencia entre el termómetro seco y el termómetro húmedo, en

°C.

Temperatura de bulbo seco, en °C	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8	8,5	9	9,5	10
0	165	346	547	775	1030	1350	1740	2270	3130	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	164	328	517	729	970	1250	1590	2020	2650	3800	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	163	328	499	688	910	1160	1460	1830	2320	3070	4870	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	156	325	492	669	866	1080	1350	1680	2080	2640	3550	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	150	312	486	654	839	1040	1270	1550	1890	2340	2970	4160	-	-	-	-	-	-	-	-
5	144	300	466	642	815	1000	1220	1460	1750	2110	2600	3330	5830	-	-	-	-	-	-	-
6	139	288	447	618	795	975	1170	1390	1650	1960	2350	2860	3720	-	-	-	-	-	-	-
7	134	278	430	593	769	947	1230	1340	1570	1840	2170	2590	3170	4160	-	-	-	-	-	-
8	130	268	414	570	737	917	1090	1290	1500	1750	2030	2380	2840	3490	4780	-	-	-	-	-
9	125	259	400	549	708	879	1060	1240	1440	1660	1920	2220	2590	3090	3840	5680	-	-	-	-
10	121	250	386	529	681	844	1010	1200	1390	1590	1820	2090	2410	2810	3350	4220	-	-	-	-
11	117	242	373	511	657	812	977	1150	1340	1530	1740	1980	2260	2590	3020	3610	4640	-	-	-
12	113	234	364	494	634	782	940	1100	1290	1480	1670	1890	2140	2420	2770	3230	3880	5120	-	-
13	110	226	355	477	614	755	906	1060	1230	1420	1620	1810	2030	2290	2590	2950	3430	4150	5720	-
14	106	218	346	460	594	731	874	1020	1180	1360	1550	1750	1950	2180	2440	2750	3180	3640	4430	-
15	102	210	337	443	576	708	845	991	1140	1310	1480	1670	1880	2080	2320	2580	2900	3300	3840	4710
16	98	202	328	426	560	686	819	958	1100	1260	1420	1600	1800	2000	2210	2450	2730	3060	3470	4040
17	94	194	319	409	545	667	794	928	1060	1210	1370	1540	1720	1920	2130	2340	2580	2860	3200	3630
18	90	186	310	392	530	649	772	900	1030	1170	1320	1480	1650	1840	2040	2250	2460	2710	3000	3340
19	86	178	301	375	517	632	751	875	1000	1140	1280	1430	1590	1760	1950	2150	2370	2580	2830	3130
20	82	170	292	358	505	616	731	851	976	1100	1240	1380	1540	1700	1870	2060	2260	2480	2700	2950
21	78	162	283	341	493	601	713	829	950	1070	1200	1340	1480	1640	1800	1980	2160	2370	2590	2820
22	74	154	274	324	482	588	696	809	925	1040	1170	1300	1440	1580	1740	1900	2080	2270	2470	2700
23	70	146	265	307	472	575	681	790	903	1020	1140	1260	1400	1540	1680	1840	2000	2180	2370	2580
24	66	138	256	290	463	563	666	772	882	995	1110	1230	1360	1490	1630	1780	1930	2100	2280	2470
25	62	130	247	273	454	552	653	756	863	973	1080	1200	1320	1450	1580	1720	1870	2030	2190	2370
26	58	122	238	256	445	541	640	741	845	951	1060	1170	1290	1410	1540	1670	1810	1960	2120	2280
27	54	114	229	239	438	532	628	726	828	932	1030	1140	1260	1380	1500	1630	1760	1900	2050	2210
28	50	106	220	220	430	523	617	713	812	913	1010	1120	1230	1350	1460	1590	1720	1850	1990	2140
29	46	98	211	202	423	514	606	701	797	896	998	1100	1210	1320	1430	1550	1670	1800	1930	2070
30	42	90	202	193	417	506	597	689	784	880	979	1080	1180	1290	1400	1510	1630	1760	1880	2020
31	38	82	193	184	411	498	587	678	771	865	962	1060	1160	1260	1370	1480	1600	1710	1840	1970

3	75	15	23	32	405	491	579	668	759	851	946	104	114	124	134	145	156	168	180	162
2		5	7	1								0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	74	15	23	31	400	484	571	658	747	838	931	102	112	122	132	142	153	164	176	187
3		3	5	6								0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	73	15	23	31	395	478	563	649	737	826	917	101	110	120	130	140	150	161	172	183
4		1	1	2								0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	72	14	22	30	390	472	556	641	727	814	904	995	108	118	127	137	148	158	169	180
5		9	9	9								0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	71	14	22	30	385	467	549	633	717	804	891	981	107	116	125	135	145	155	166	176
6		8	6	5								0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	70	14	22	30	381	461	543	625	709	793	880	967	105	114	124	133	143	153	163	173
7		6	3	2								0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	69	14	22	29	377	456	536	618	700	784	869	955	104	113	122	131	141	150	160	170
8		4	1	9								0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	68	14	21	29	373	451	531	611	692	775	859	943	103	111	120	129	139	148	158	167
9		0	9	5								0	0	0	0	0	0	0	0	0

¡Ojo! La tabla nos da la altura a la que se condensará la nube sobre el punto en el que se realizó la medida. No son alturas sobre el nivel del mar.

ACLARACIONES SOBRE LAS CAPAS DE INVERSIÓN.

Evidentemente, todos utilizaríamos un método tan sencillo como el de esta tabla, en lugar de ponernos a interpretar los pesados gráficos termodinámicos, si no fuera porque existe un inconveniente.

El inconveniente es el que ya se ha explicado antes. La tabla está construida para una atmósfera estándar, y no tiene en cuenta para nada el gradiente real de temperatura, que como hemos visto, es el secreto de la receta. Es decir, que no es capaz de distinguir entre un día estable como una losa y un día inestable cargado de cúmulo-nimbos.

Este método nos puede dar de una forma aproximada (según el día) la altura a la que se formarán los cúmulos, pero no nos dice nada sobre si las nubes se sobredesarrollarán o si las térmicas serán unos buenos pepinos. En realidad, ni siquiera nos indica si los cúmulos llegarán a formarse.

Efectivamente, de poco nos servirá que la tabla nos augure un techo formidable para el día, si resulta que a 500 m tenemos una capa de inversión tan sólida como la tapa de una olla a presión. Las térmicas no pasarán más allá de ese punto y ese día no se formarán nubes de evolución, ni a la altura predicha por la tabla ni a ninguna otra.

En realidad, el tema de las inversiones es una cruz. No solamente porque nos imponen un techo a nuestros vuelos, sino porque son bastante difíciles de predecir. Sabemos que muy pocas veces vamos a poder contar con un sondeo real de la zona en la que vamos a volar, y que en la mayoría de los casos nos tendremos que conformar con predicciones realizadas con programas

informáticos, como los que se obtienen de la Web de NOAA. Además de que las inversiones son difíciles de predecir en sí mismas, porque dependen de factores como lo fría que ha sido la noche anterior y lo cálida que ha sido la última tarde (además del estado general de la atmósfera) en la generación de inversiones depende muchísimo el relieve.

No se va a generar ni evolucionará igual una inversión sobre un valle abierto y soleado que sobre un agujero lóbrego rodeado de montañas en el que no asoma el sol hasta las doce.

Todas estas cuestiones no las puede tener en cuenta el sondeo simulado, por lo que la presencia y la evolución de las inversiones locales me temo que es algo con lo que tenemos que capear a base de experiencia. Lógicamente, el diagrama de estado nos va a ayudar mucho, porque no va a durar lo mismo una inversión en un contexto general de inestabilidad que en uno de aplastamiento general de las térmicas. El diagrama de estado sí que es capaz de predecir inversiones a nivel más general, las típicas que subes al monte y las ves como una capa oscura de bruma. Podemos contar con que las inversiones locales desaparecerán a partir de cierta hora y quedarnos solamente con las inversiones gordas, que son las que van a aparecer en el diagrama de estado.

Pero para este viaje no necesitábamos estas alforjas. ¿Cómo es esto? ¿Necesitamos echar un vistazo al diagrama de estado para saber si realmente el techo predicho por la tabla es real? ¡Pero si con el diagrama de estado podemos calcular perfectamente el techo del día, además de otras cosas! ¿Para qué necesitamos la tabla?.

La tabla es un sistema sencillo que puede resultar de utilidad en combinación con otros métodos. Lógicamente, si tenemos un diagrama de estado preciso del momento y la zona en la que vamos a volar, no queremos la tabla para nada. Pero no siempre vamos a tener un sondeo a mano. Y no cuesta nada tener a mano en el coche la tabla con un par de termómetros. Solamente quería ilustrar el hecho de que hay que tener mucho cuidado con lo que leemos en la tabla, y que tenemos que ser capaces de combinarlo con lo que la observación nos dice sobre la evolución del día.

Puestos a ser raritos, nos podemos encontrar con días en los que realmente se desarrollen cúmulos a pesar de que exista una capa de inversión sobre los valles. En ese tipo de días haremos un descenso balístico si despegamos por debajo

de la capa de inversión, pero podremos alcanzar la base de las nubes si lo hacemos desde un despegue situado por encima.

Y hechas estas puntualizaciones, vamos a ver un par de ejemplos de utilización de la tabla. Primero, un buen día para volar. Nos vamos al despegue y montamos el chiringuito de los termómetros. Nos tomamos una cervecita y nos comemos el bocadillo mientras las medidas se estabilizan. Antes del postre miramos los termómetros. El termómetro de bulbo seco indica 15°C y el húmedo 7°C . Esto significa que la diferencia entre los dos termómetros es de 8°C . Es una diferencia importante, y nos está indicando que el día está muy poco cargado de humedad, así que nos frotamos las manos porque puede ser un gran día. Buscamos la fila que corresponde a los 15 grados, y la columna que corresponde a los 8 grados de diferencia. La casilla en la que se cruzan ambas indica 2.580 m sobre el despegue.

Ojito, vuelvo a repetir que esta es la altura de la base de los cúmulos en el caso de que se produzcan. A lo mejor tenemos encima una inversión salvaje que no deja prosperar ninguna térmica y nuestro techo hipotético de 2.580 m se queda en agua de borrajas y pinchamos miserablemente. Estas cuestiones no las tiene en cuenta el método.

Imaginemos otro día en el que el termómetro seco nos indica también 15°C , pero el termómetro húmedo indica 14°C . Solamente un gradito de diferencia. Esto quiere decir que el aire está muy cargado de humedad y seguramente las nubes se condensarán enseguida. Repetimos la operación, fila de 15 grados con columna de 1 grado y en la casilla leemos 216 miserables metros. A esta altura sobre el despegue las térmicas condensarán.

Aunque el método no nos dice nada sobre el desarrollo que experimentarán estas nubes, hay que tener en cuenta que cuanto más bajo condensen (días húmedos) la probabilidad de grandes desarrollos es mayor, porque el aire ascendente pasa antes a la curva de adiabático saturado, y al tener esta una mayor inclinación que el seco, la trayectoria se separa más del gradiente de temperatura real del día y el área implicada será más ancha.

De una forma intuitiva: como el aire saturado se enfría más lentamente, cuanto antes se sature la térmica (cuanto más abajo se condensa la nube) se mantiene más el calor del aire, y éste puede subir mucho más antes de que su temperatura se iguale con la del aire circundante. Aquí vemos de forma gráfica algo que todos conocemos: para que se formen tormentas horribles necesitaremos un día

cargado de humedad, con aire lo más frío posible en altura. Eso hará que el área comprendida entre la curva de estado del día y la curva correspondiente del adiabático saturado sea bien anchota y que ambas curvas no se crucen hasta una gran altitud. ¡Ah! Y un buen solazo que haga que el aire en contacto con el suelo se caliente lo máximo posible.

Bueno, y a partir de aquí unas pocas fórmulas. ¡Por favor, sólo unas pocas! ¡No lo puedo evitar! Reconozco que no sirven para comprender mejor ninguna parte del texto anterior y solamente las incorporo por si alguien quiere realizar cálculos más precisos, fabricarse algún instrumento diabólico para el vuelo o para lo que le vaya a dar la gana.

ALGUNAS FÓRMULAS.

CÁLCULO DEL PUNTO DE ROCÍO A PARTIR DE LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD RELATIVA.

Si tenemos un termómetro y un higrómetro, podemos calcular la temperatura de rocío como sigue. Lo primero es calcular la temperatura de saturación de vapor E_s .

$$E_s = 6,11 \cdot 10^{**} (7,5 \cdot T / (237,7 + T))$$

A continuación hay que calcular la presión real de vapor E , partiendo del resultado obtenido para E_s y el valor de la humedad relativa. Como la humedad relativa se define como el cociente entre la cantidad real de vapor de agua que contiene la atmósfera y la cantidad de vapor de agua que haría saturarse al aire a la misma temperatura, se tendrá que:

$$E = (HR \cdot E_s) / 100$$

En donde HR es la humedad relativa del aire expresada como un tanto por ciento (por ejemplo, 75%).

Finalmente, la temperatura de rocío T_r se calcula como:

$$T_r = (-430,22 + 237,7 \cdot \ln(E)) / (-\ln(E) + 19,08).$$

CALCULO DE LA HUMEDAD RELATIVA A PARTIR DE LA TEMPERATURA Y LA TEMPERATURA HÚMEDA.

Si no tenemos higrómetro, pero disponemos de un termómetro y un termómetro húmedo, para calcular el punto de rocío deberemos calcular en primer lugar la humedad relativa, como sigue:

Primero se calcula la relación de mezcla (mixing ratio, W) que no sé cuál es el término exacto en castellano, pero que es la relación entre la masa de vapor de agua contenida en un volumen de aire y la masa de aire seco contenida en el mismo volumen (sin contar el vapor de agua).

Bueno, pues este parámetro vale:

$$W = [(T - T_h) \cdot C_p - L_v (E_{sh}/P)] / [-(T - T_h) \cdot C_{pv} - L_v]$$

Aquí es nada el chocolate. C_p es el calor específico del aire a presión constante (J/g) que vale aproximadamente 1,005 J/g, C_{pv} es el calor específico del vapor de agua a presión constante, que vale aproximadamente 4,186 J/g, L_v es el calor latente de vaporización, que vale aproximadamente 2.500 J/g, T es la temperatura, T_h es la temperatura húmeda, E_{sh} es la presión de saturación de vapor a la temperatura húmeda (mb) y P es la presión atmosférica en la superficie (mb).

Una vez tenemos la presión de vapor real, se puede calcular la relación de mezcla de saturación como:

$$W_s = E_s / P$$

Y a partir de aquí la humedad relativa como:

$$HR = (W / W_s) \cdot 100$$

El valor del calor latente de vaporización varía con la temperatura. El valor que se ha dado más arriba corresponde al valor para una atmósfera estándar a 0°C.

CÁLCULO DE LA ALTURA DE LA BASE DE LOS CÚMULOS.

La altura de la base de los cúmulos puede calcularse multiplicando por 125 la diferencia entre la temperatura y la temperatura de rocío:

$$H(\text{metros})=125*(T-Tr)$$

CÓMO AFECTA LA ALTITUD A LOS CÁLCULOS DE LA HUMEDAD.

En los 100 primeros kilómetros de atmósfera, la presión decrece según la fórmula:

$$P(z)=P(\text{nivel del mar})*\exp(-z/H)$$

En donde $P(z)$ es la presión a determinada altura z , $P(\text{nivel del mar})$ es la presión al nivel del mar (aproximadamente 1013 mb), z es la altitud en metros y H es la altitud de escala (una constante que vale aproximadamente 7 kilómetros). $H=kBT(0)/mg$ k_B es la constante de Boltzmann, $T(0)$ es la temperatura a nivel del mar, m es la masa molecular media del aire y g es la aceleración de la gravedad.

La humedad relativa permanece constante con la altura. La presión de vapor real y la presión de vapor saturada cambian, pero cambian según el mismo factor, de forma que la humedad relativa permanece constante.

El punto de rocío sí que se ve afectado por la altura a través de los cambios de presión, como se aprecia en los diagramas de estado.

Por favor, sugerencias, comentarios, puntualizaciones, correcciones, insultos...
a Iñigo Arizaga inyigo@robotiker.es

SOLUCIÓN A ALGUNAS DUDAS.

- 1) No entiendo el significado de la curva de t^a de rocío a varias alturas (la curva de la izquierda).
- 2) Cómo diferenciar el que vaya a haber ascensiones por térmicas o porque las nubes sean las que tienen ascensiones debajo.
- 3) Cómo establecer la t^a de disparo.

4) Me imagino que el sondeo a partir de los 600-500 mb no tiene demasiado interés salvo para comprobar el sobredesarrollo de las nubes, ¿se puede sacar uno más ampliado sólo del rango que nos interesa?.

5) En el sondeo más que trazar líneas y etc... lo importante creo que es el área que determinan ciertas curvas las que dan una idea del día, ¿qué área es esa?

Bueno, en realidad había una pregunta previa, pero creo que queda respondida con las demás.

1) **No entiendo el significado de la curva de t^a de rocío a varias alturas.** Es curioso, pero lo de las curvas de rocío es una cosa que cuesta entender a la gente (a mí también me costó al principio) y sin embargo es muy sencillo. La gente entendemos más o menos bien la relación entre la curva de temperatura (la de color rojo en los gráficos de NOAA) y las curvas adiabáticas, pero nos cuesta ver esa misma relación entre las curvas de la temperatura de rocío (la curva verde en NOAA). Así que usaré la analogía entre ambos pares de curvas para intentar explicar esto. La curva roja indica la temperatura a la que se encuentra el aire a diferentes altitudes, y las curvas del adiabático lo que nos indican es cómo irá cambiando la temperatura de una masa de aire, que partiendo del suelo a una determinada temperatura asciende y se va enfriando por efecto de la descompresión. Por tanto, ambas curvas indican cosas distintas. Una térmica que se eleva del suelo y asciende según una curva adiabática va a tener una temperatura diferente a la del aire circundante, que está indicada por la curva roja de NOAA.

De la misma forma, la curva verde de NOAA indica la temperatura de rocío que tiene el aire en un determinado día a distintas alturas. Es decir, esta curva indica la humedad relativa que tiene el aire ese día a diferentes altitudes. Las rectas de la temperatura de rocío lo que indican es cómo va a evolucionar la temperatura de rocío de una determinada masa de aire cuando ésta se eleva y se enfría por efecto de la descompresión, de forma que cada vez puede contener menos vapor de agua y se aproxima más a la saturación.

Por esto, cuando queremos calcular la base de las nubes en un determinado día, lo que hacemos es trazar la recta que parte de la

temperatura de rocío del día (la medida en alguna estación meteo o si no, la que indica el extremo inferior de la curva verde de NOAA) y prolongarla hacia arriba. Cuando la temperatura de la térmica (la que indican las curvas del adiabático) alcance ésta recta que hemos trazado querrá decir que el aire de la térmica está a la temperatura de rocío (completamente saturado) y a partir de ahí se condensará la nube. De ahí obtenemos la altura de la base de las nubes para el día.

2) **Cómo diferenciar el que vaya a haber ascencencias por térmicas o porque las nubes sean las que tienen ascencencias debajo.** Esta es una pregunta interesante. Antes de intentar contestarla, diré que hace tiempo que dejé de ver las nubes como unos entes que misteriosamente “nos chupan” hacia arriba. Las nubes en realidad lo único que hacen es indicar la posición de una masa de aire ascendente, que ha condensado una vez que ha alcanzado la temperatura de rocío, pero no “chupan” por sí mismas. El origen de la ascendencia suele ser habitualmente el mismo que en una térmica, esto es, la diferencia de temperaturas entre distintas masas de aire, aunque en estos casos también funciona la diferencia de presión. De cualquier forma, fijaos que el que “chupen” o no es algo bastante secundario, ya que un cúmulo que está creciendo nos indica que debajo hay una ascendencia, que es lo que en realidad nos importa. Pero aunque no tenga un interés especial, intentaré aclarar este punto, ya que puede servir para hacernos entender otras cosas. Pensad que si en realidad las nubes “chuparan”, cuando estuviésemos cerca de las barbas de una nube, ésta nos chuparía también de lado, ya que no existe ninguna razón para pensar que la nube pueda aspirar solamente desde abajo. O pensad en la cantidad de nubes (no todas) en la que la ascendencia se suaviza cerca de las barbas de la nube, cuando 200 o 300 metros por debajo estábamos siendo literalmente catapultados a +5 o más. Esto es incompatible con la teoría de la “chupada”. Las únicas nubes capaces de “chupar” como un aspirador son los cúmulo nimbos, en los que se han disparado unos ciclos de convección que no existen en las nubes normales. Y fijaos que en el caso de los cúmulo nimbos sí que ocurren los dos fenómenos que acabo de indicar. En un cúmulo nimbo la ascendencia siempre es más fuerte conforme nos acercamos a la boca de la convección, de igual forma que la fuerza es mayor cuanto más cerca estemos de la boca de un aspirador. Y en segundo lugar, de todos es conocida la gran habilidad de los cúmulo nimbos para generar

corrientes de aire horizontales, a veces huracanadas, y que hacen especialmente difícil escapar desde la parte inferior de una nube de estas, no solamente por la ascendencia, sino porque siempre vamos a encontrarnos viento horizontal fuerte en nuestra contra.

Y una vez hecha esta puntualización (que como he dicho tampoco es que tenga mucha importancia) vamos a replantear la pregunta. **¿Cómo podemos saber si las ascendencias buenas van a estar donde siempre (térmicas de servicio) o nos vamos a encontrar por ahí nubes desperdigadas indicando ascendencias en cualquier lugar?** Cuando miramos la inestabilidad en las capas bajas estudiando la curva de estado de NOAA, lo que miramos en realidad es cómo van a funcionar las térmicas de siempre, las conocidas, las que solemos llamar “de servicio”. El origen del típico día lleno de nubes que “tira por todas partes” está en otro tipo de inestabilidad, normalmente asociada al paso de un frente o a la existencia de bajas presiones relativas. Pensad que este tipo de inestabilidades, al fin y al cabo lo único que hacen es causar que el aire ascienda, igual que en una térmica, pero a otra escala. Un frente frío inyecta aire frío en las capas bajas, de forma que el aire que ocupaba este espacio se ve desplazado en masa hacia arriba. Si el aire está cargado de humedad, al enfriarse las masas de aire por efecto de la descompresión esta humedad se condensará, se formarán nubarrones y al final se pondrá a llover. Algo parecido ocurre en el caso de las bajas presiones relativas. Al haber bajas presiones, el aire circundante acude de los alrededores para cubrir el vacío, y escapa hacia arriba en las inmediaciones del centro de bajas presiones. Una vez más tenemos una gran masa de aire ascendiendo, enfriándose, condensando y posiblemente, echando agua.

Pues este tipo de causas son las que producen la inestabilidad necesaria para la aparición de “nubes que chupan”. Lo que ocurre es que para que podamos volar, necesitamos la cantidad de inestabilidad justa, que no estropee el día y nos permita despegar. Esta inestabilidad limitada ocurre cuando las bajas presiones relativas no son muy marcadas, o cuando el frente que pasa está debilitado. O mejor aún, cuando la zona de vuelo es atravesada por una cola de frente, como el día del famoso vuelo der Xino desde Echo hasta Boí. De paso, indicaré que una cola de frente no es lo que queda cuando la zona ha sido atravesada por un frente (idea muy extendida entre los voladores), sino

el extremo final de la línea que indica el frente en un mapa de isóbaras. Por ejemplo, en el día al que me refería, un frente frío atravesó el Cantábrico y el sur de Francia, mientras que los Pirineos eran rozados por el extremo (la cola) de este frente. ¡Ideal!

3) **Cómo establecer la temperatura de disparo.** También una interesante pregunta, y en la que reside gran parte de la habilidad de los diferentes “rappeles” a la hora de acertar con el techo del día. Como sabéis, la temperatura de disparo es la temperatura a la que se desprenden las térmicas, de forma que una vez disparadas van subiendo hacia arriba impulsadas por la diferencia de temperaturas con respecto al aire circundante.

Lo de establecer la temperatura de disparo no es una ciencia exacta, y como digo, cada maestrillo tiene su librillo. No es lo mismo predecir la temperatura de disparo para Piedrahita en Julio que para Baigura en Abril. A mí me suele ir más o menos bien (todo lo bien o mal que vosotros sabéis) con temperaturas de disparo entre 5 y 10°C (a veces incluso más) por encima de la temperatura del aire en superficie, dependiendo de factores como la fecha, la proximidad del mar, el tipo de terreno... Es muy importante también fijarse en el diagrama de estado la posible existencia de nubes altas (tipo cirros) que pueden velar parcialmente el sol y disminuir la temperatura de disparo.

4) **¿Se puede sacar uno más ampliado sólo del rango que nos interesa?.** La pregunta se refiere a ver con más detalle una zona determinada de la curva de estado. Lamentablemente los gráficos de NOAA no permiten esto. De hecho, la resolución de estos gráficos es muy mala. Están contruidos con muy pocos puntos y esto hace que muchas veces al analizar los datos de las capas bajas (en las que se necesita bastante resolución) la curva aparezca distorsionada y se produzcan interpretaciones erróneas. Personalmente, espero como agua de mayo el día que los de NOAA mejores la resolución de estos gráficos.

5) **En el sondeo más que trazar líneas y etc... lo importante creo que es el área que determinan ciertas curvas las que dan una idea del día, ¿qué área es esa?** Cuando miramos la altura máxima de las nubes en un diagrama de estado, siempre nos salen alturas

estratosféricas, de muchos miles de metros. Esto es porque muy habitualmente, la temperatura del aire en las capas medias suele discurrir de forma bastante paralela a la del adiabático saturado, de forma que suele costar bastante que lleguen a cortarse. Para entender lo que ocurre en la realidad hay que tener en cuenta lo que significan las curvas adiabáticas. El enfriamiento del aire al ascender se produce por descompresión, no porque se mezcle con el aire circundante más frío, o porque se disipe este calor de otra forma. De hecho, la palabra adiabático indica que se trata de un proceso en el que no hay intercambio de energía calorífica con el entorno. El aire sube, pierde presión, se enfría y punto. La energía de la masa de aire se mantiene constante.

En realidad esto no ocurre exactamente así. Lógicamente siempre va a haber un intercambio de energía con el entorno, y parte del calor de la masa de aire ascendente va a pasar al aire frío circundante, habrá parte de la masa de aire de la térmica que se mezcle con la del entorno...

Esto quiere decir que si la curva adiabática circula próxima y paralela a la curva de la temperatura (la curva roja de NOAA) no podemos esperar que una pequeña temperatura de 1 o 2 grados se va a mantener de forma indefinida hasta que alcancemos los 8.000 metros. Mucho antes, esta pequeña diferencia de temperaturas se igualará y la ascendencia (o el desarrollo de la nube) se detendrá muy por debajo del punto de corte de las dos curvas.

Por ello, lo importante para ver si se van a desarrollar densos nubarrones (tormentas) lo importante no es ver el punto teórico de corte entre la curva de estado y el adiabático saturado del día, sino la separación media entre las dos curvas (la diferencia de temperaturas entre ambas masas de aire), es decir, el área comprendida entre ambas curvas. De hecho, esta área es la que está directamente relacionada con la energía almacenada por la nube, ya que representa la suma (la integral en términos matemáticos) de todo el impulso recibido por la masa de aire al ascender. No voy a entrar en explicaciones matemáticas, así que intentaré explicar el concepto.

La fuerza de empuje que experimenta una masa de aire al ascender depende de forma directa de la diferencia de temperatura con la masa

de aire circundante, ya que esto se traduce en diferencia de densidades, que es lo que realmente impulsa al aire hacia arriba. El aire caliente es menos denso, y por tanto “flota” sobre el aire frío. Si la diferencia de temperaturas es muy grande (las curvas están muy separadas), también será mayor la diferencia de densidades, y por tanto la fuerza que experimenta hacia arriba esta masa de aire. Si esta diferencia de temperaturas se mantiene grande a lo largo de un buen trecho de altura, el aire irá acelerando cada vez más, mucho más que si esta diferencia de temperaturas es pequeña (las dos curvas corren paralelas y juntitas). Pues bien, el área comprendida entre la curva del adiabático saturado del día y la curva de temperatura (curva roja de NOAA) da una medida del impulso total experimentado por la masa de aire, y por tanto del desarrollo global de las nubes.

De igual forma, en las capas bajas, la distancia entre la curva del adiabático seco y la curva de estado dan una medida de la potencia que tendrán las térmicas ese día, de forma independiente del techo que calculemos para el día.

Artículo obtenido en la dirección:

http://www.paracat.org/web/meteo/diagramas-termodinamicos.htm#_Toc39037046