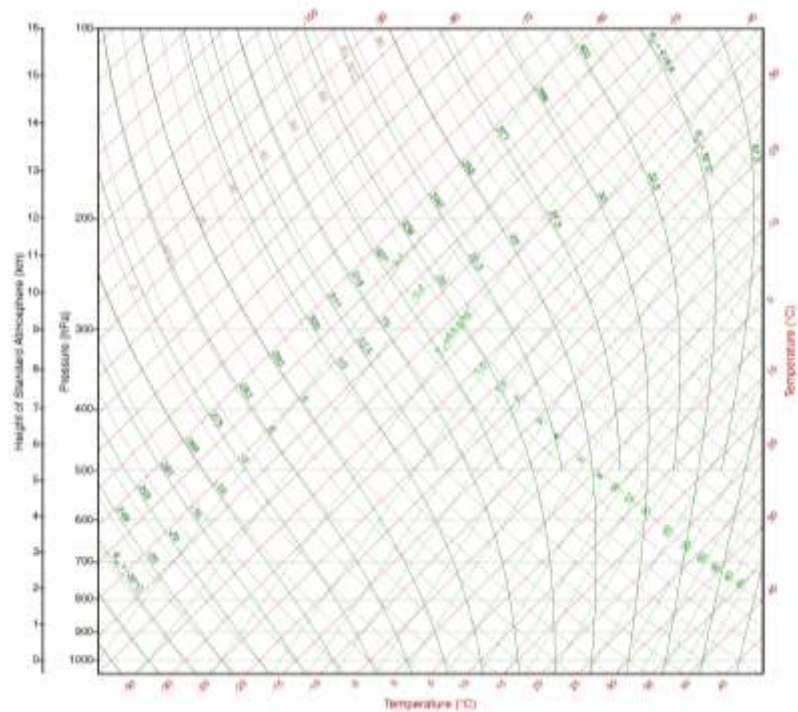


5

Diagramas aerológicos

Skew T - ln p Chart



Stüve

El diagrama de Stüve (o simplemente diagrama adiabático) es un diagrama termodinámico basado en la ecuación adiabática (1.24); esta ecuación pone de manifiesto que, para un valor dado de θ , existe una relación lineal entre T y p^k ; en consecuencia, los procesos adiabáticos, en un diagrama termodinámico cuyas coordenadas sean T y p^k , vendrán representados por trayectorias rectilíneas.

Este tipo de diagrama resulta conveniente para representar los procesos adiabáticos atmosféricos. Una línea a lo largo de la que $\theta = \text{constante}$, se denomina *adiabática*. La figura 1.4 nos da una visión esquemática del diagrama de Stüve, con las coordenadas de entrada, presión y temperatura, así como el aspecto de las isobaras, adiabáticas e isotermas.

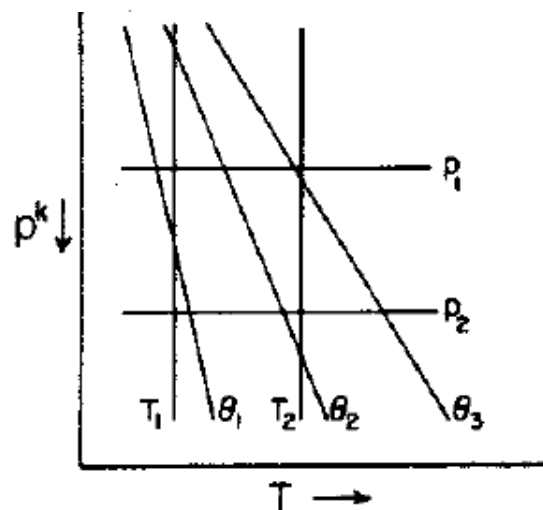


FIG. 1.4. Diagrama de Stüve.

Emagrama

Se denominan diagramas termodinámicos *verdaderos* o *reales* aquellos en los que el área es proporcional a la energía (o trabajo), siendo la constante de proporcionalidad la misma para todo el diagrama. Por tanto un diagrama p, α , es de este tipo, pues el área de cualquier contorno cerrado es proporcional al trabajo realizado en un proceso cíclico definido por dicho contorno.

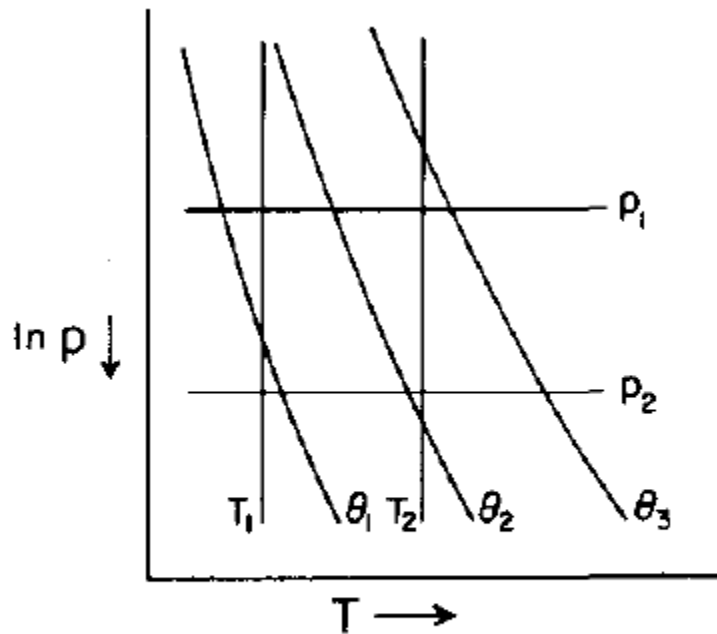
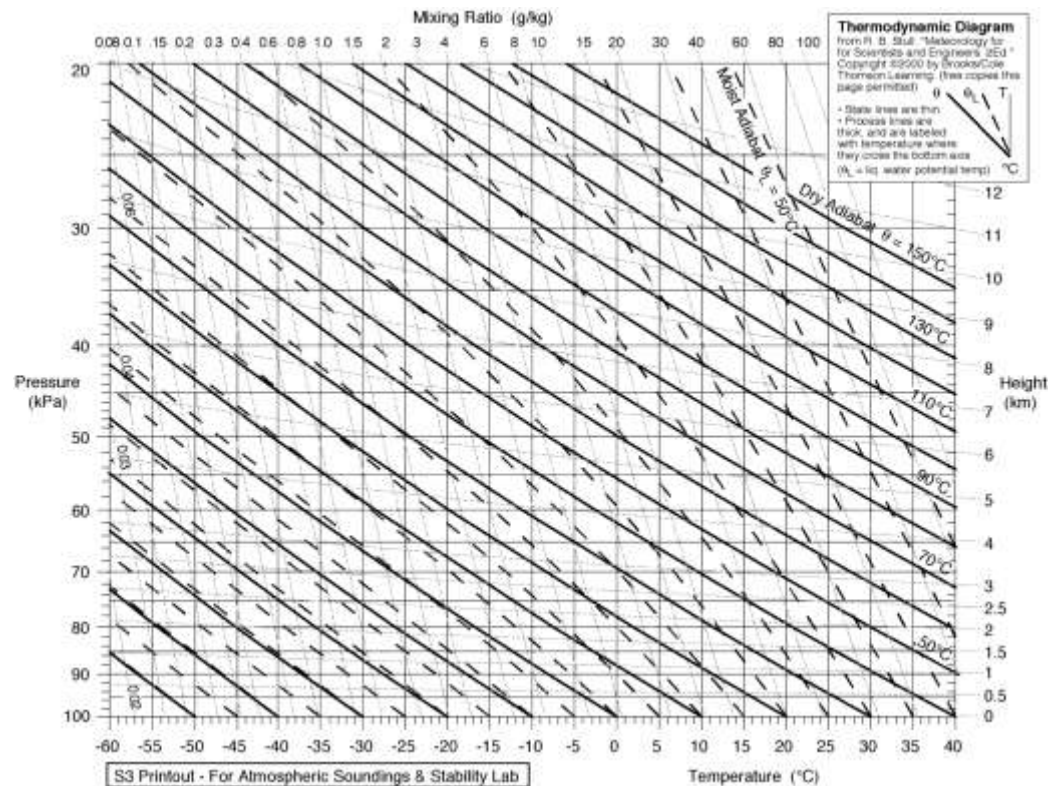


FIG. 1.5. Emagrama.



En meteorología, las variables de estado que con mayor frecuencia se utilizan para describir el estado del aire, son la presión y la temperatura. Es posible construir un diagrama termodinámico real, a base de las coordenadas p y T , a partir de las ecuaciones (1.9) y (1.15); en efecto, tenemos que

$$dw = p d\alpha = R' dT - \alpha dp$$

y, para un proceso cíclico,

$$\int_c dw = \int_c R' dT - \int_c R' T \frac{dp}{p}. \quad (1.28)$$

Pero en (1.28), $R' dT$ es una diferencial exacta cuya integral se anula, de modo que el trabajo realizado se reduce a

$$\int_c dw = -R' \int_c T d(\ln p). \quad (1.29)$$

Resultado que indica que un diagrama en el que las variables de entrada sean T y $\ln p$, será un diagrama termodinámico real; este tipo de diagramas se denomina emagrama, abreviación de diagrama de energía por unidad de masa, y viene ilustrado, esquemáticamente, en la figura 1.5.

Skew-T

El diagrama Skew-T difiere del Emagrama T-lnp en que el eje de abscisas se gira alrededor del origen (-50°C , $\ln(1000)$) aproximadamente 45° en sentido horario, como se ilustra en la Figura 7.2.

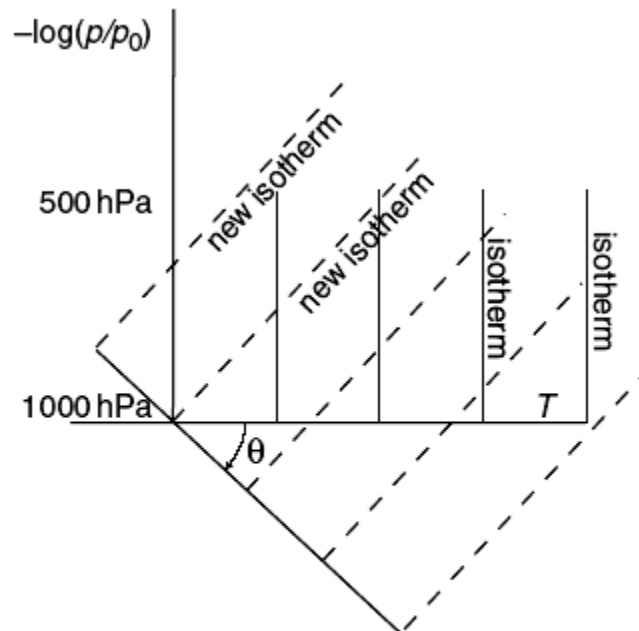


Figure 7.2 In the skew T diagram the T -axis is rotated about 45° clockwise. The original isotherms were vertical while the rotated ones are tilted as shown. The isobars are horizontal before and after the rotation (only the abscissa is rotated).

El plano de coordenadas resultante se muestra en la siguiente figura, utilizada en la práctica por meteorólogos e investigadores. La abscisa X en este diagrama es proporcional a $(T + \beta \ln(p_0 / p))$, donde β es un coeficiente de ajuste establecido por convención (para el Skew-T habitual, el valor es cercano a la unidad generando un ángulo de rotación de 45°). La ordenada Y es proporcional a $\ln(p_0 / p)$, que es casi proporcional a la altitud. Para asegurar que este par de coordenadas es viable desde el punto de vista energético, consideremos una integral en torno a un circuito cerrado en el plano:

$$\begin{aligned} \oint X dY &= \oint \left(T + \beta \ln \left(\frac{p_0}{p} \right) \right) \frac{dp}{p} \\ &= \oint T \frac{dp}{p} - \beta \underbrace{\oint \ln \left(\frac{p}{p_0} \right) \frac{dp}{p}}_{=0} \end{aligned}$$

Lo que implica que un bucle cerrado en un Skew-T tiene el mismo valor que el mismo bucle en un Emagrama. Cuanto mayor sea el área encerrada más energía estará involucrada en un proceso de camino cerrado. El proceso de circuito cerrado a continuación, puede estar relacionado con la conversión de la energía potencial en energía cinética de flotación de la convección.

Tefigrama

A partir de la ecuación en que se define la entropía, se deduce que la cantidad total de calor involucrado en un proceso cíclico es

$$\int_c dq = \int_c Td\phi = c_p \int_c Td(\ln \theta). \quad (1.30)$$

En consecuencia, en un diagrama cuyas coordenadas de entrada sean T y ϕ , o lo que es equivalente, T y $\ln \theta$, se satisface la condición requerida, respecto a la relación área-energía, para que sea un diagrama termodinámico real. Este tipo de diagramas se denomina tefigrama, o diagrama T, ϕ , y viene representado esquemáticamente en la figura 1.6.

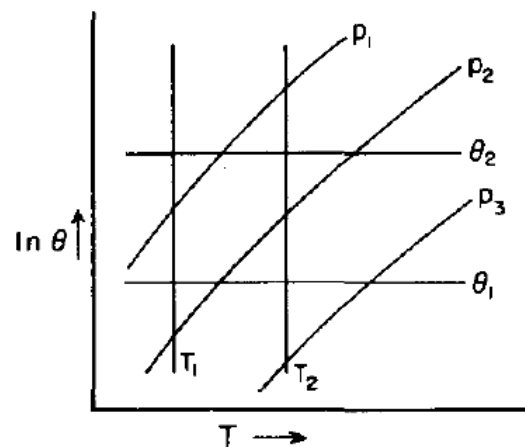


FIG. 1.6. Tefigrama esquemático.

El tefigrama suele presentarse dándole un pequeño giro, mediante el cual el final de las isobaras queda más o menos horizontal, y con la presión decreciendo hacia la parte superior del diagrama. La figura 1.7 ilustra un diagrama con dicha orientación; está basado en el tefigrama del servicio meteorológico canadiense, y será utilizado en los ejemplos que siguen.

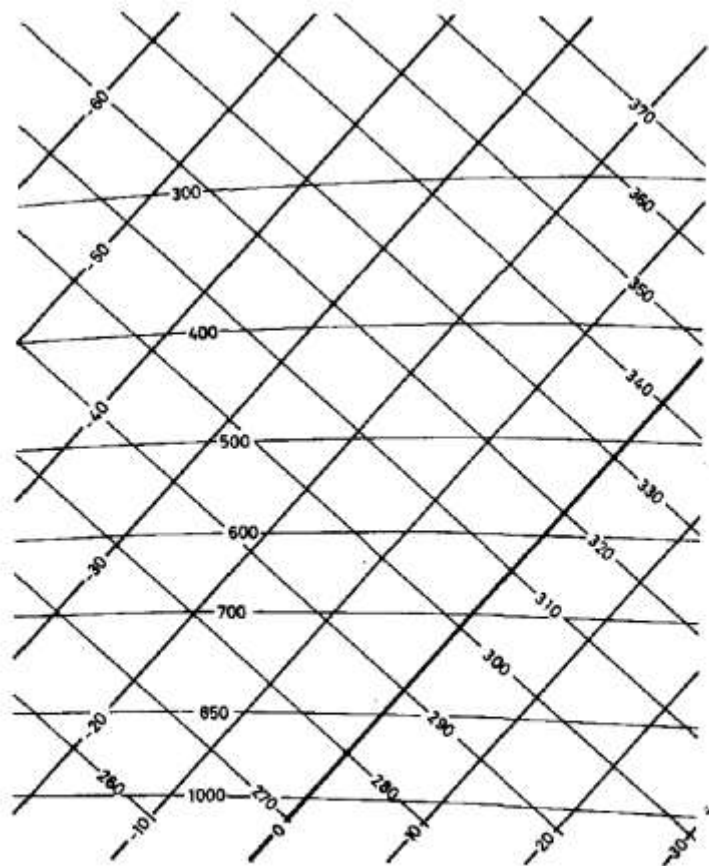
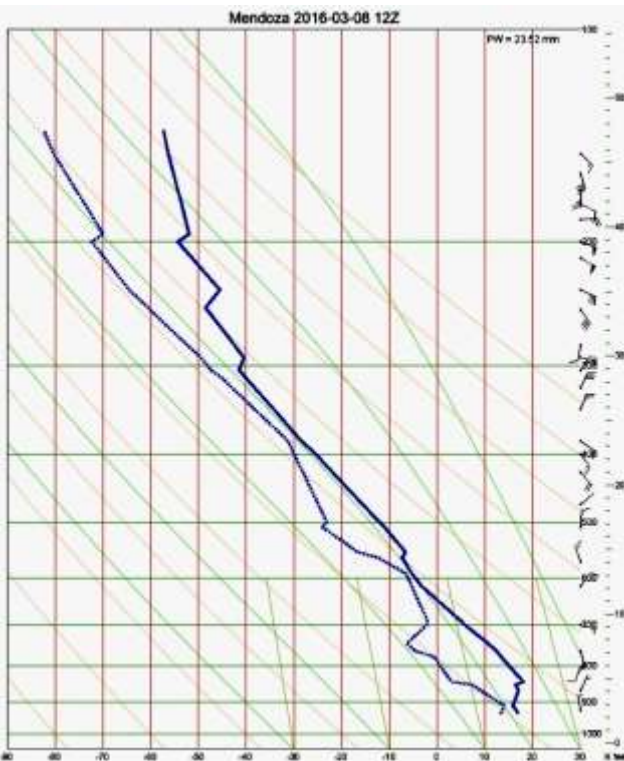
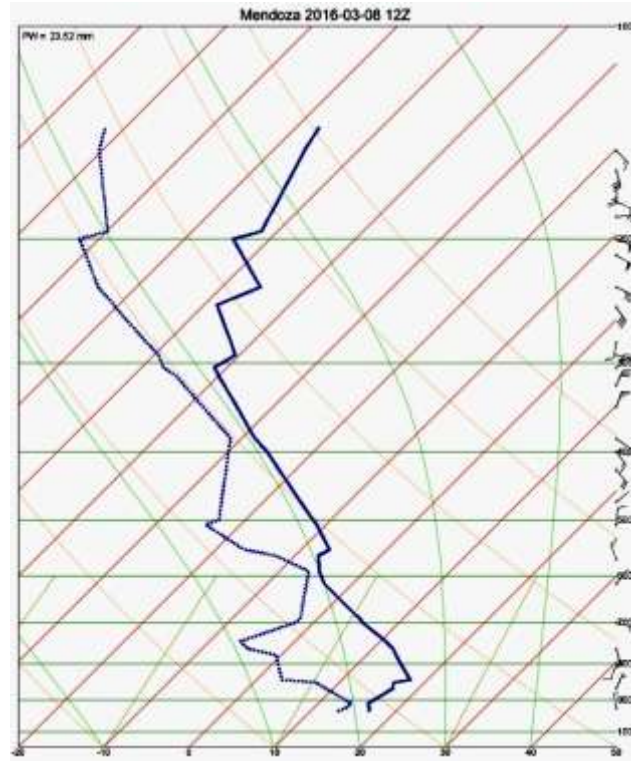


FIG. 1.7. Tefigrama esquemático; las isobaras son aproximadamente horizontales, acotadas en mb. Las isotermas, en °C, orientadas hacia arriba y a la derecha. Las adiabáticas secas o normales a las isotermas y acotadas de acuerdo con su temperatura potencial (K).

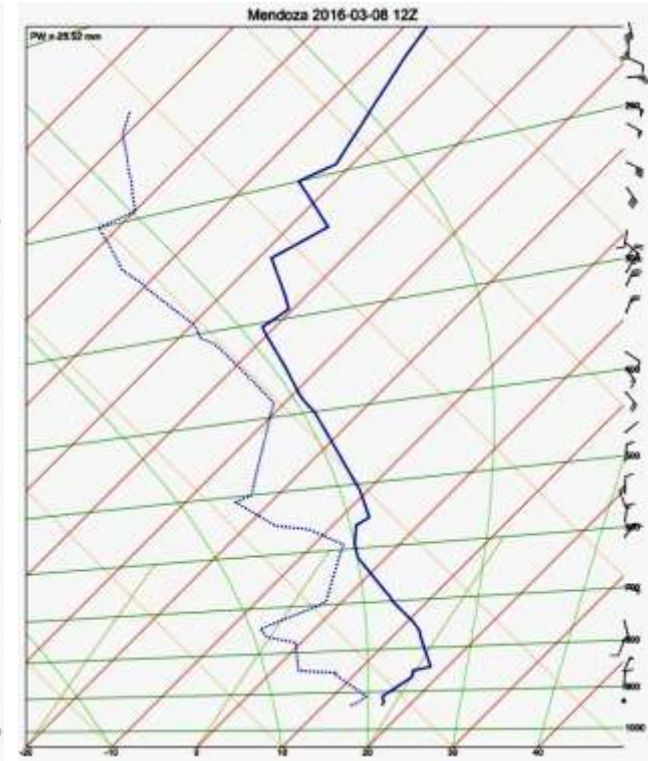
Stüve



Skew T



Tefigrama



Parámetros de Temperatura y Humedad

Parámetros de humedad

Relación de mezcla (W): Para una presión dada, se debe leer el valor directamente, o por interpolación, de la línea de relación de mezcla que cruza la curva de T_d en ese nivel de presión.

Relación de mezcla de saturación (Ws): En un nivel isobárico determinado, se lee directamente, o por interpolación, la línea de relación de mezcla que corta la curva de T del sondeo en ese nivel de presión.

Humedad relativa (r): Puede obtenerse a partir de la relación de mezcla (w) y la relación de mezcla de saturación (w_s):

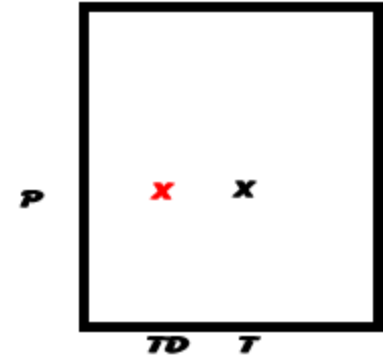
$$r = (w/w_s) * 100$$

Para encontrarla gráficamente:

* Desde el curva de T_d a la presión dada se sigue por la línea de w hasta 1000 mb

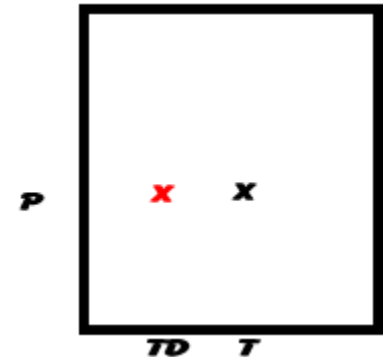
* Desde esta última intersección se sube isotérmicamente hasta cortar la línea de w_s

* A continuación se lee el nivel isobárico en que se encuentra este último punto, y la presión leída dividida por 10 indica el valor de r .



Presión (o tensión) de vapor (e): Para un determinado nivel de presión, se la obtiene desplazando isotérmicamente el punto de T_d hasta el nivel de 622 mb; el valor de la línea de relación de mezcla leído en ese nivel es la presión de vapor en milibares.

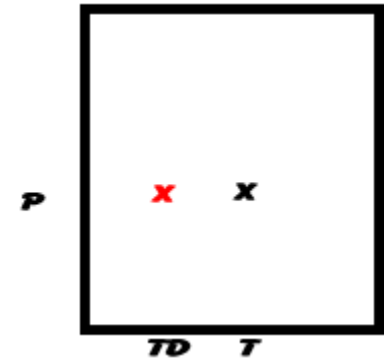
Presión (o tensión) de vapor de saturación (e_s): Gráficamente se puede seguir el proceso en forma similar al de la obtención de la tensión de vapor, pero esta vez el punto imagen es T del nivel de referencia.



Parámetros de temperatura

Temperatura potencial (θ): Para cualquier presión dada, la temperatura potencial es igual al valor de la adiabática seca que pasa por la curva de T a ese nivel.

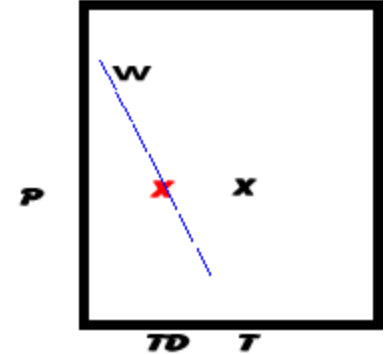
También puede obtenerse de la siguiente manera: Desde la curva de T a la presión dada, seguir la adiabática seca hasta los 1000 mb, el valor de la isoterma, en la intersección de la adiabática seca con el nivel de 1000 mb, es igual a la temperatura potencial de la parcela en el nivel de referencia.



Temperatura de bulbo húmedo (T_w): Es la temperatura más baja a la cual se puede enfriar isobáricamente una parcela de aire, mediante la evaporación del agua líquida existente dentro de ella. Esto supone que el calor necesario para la evaporación se toma del mismo aire. Un tratamiento termodinámico completo mostraría que la temperatura adiabática de bulbo húmedo (T_{aw}) y la temperatura isobárica de bulbo húmedo (T_{iw}) son diferentes (la primera algo menor que la segunda), pero la diferencia es tan pequeña que a los fines prácticos $T_{aw} = T_{iw} = T_w$.

Para calcularla gráficamente se hace de la siguiente manera:

- * Desde la curva de T_d , a la presión dada, se dibuja una línea hacia arriba siguiendo la línea de relación de mezcla.
- * Desde la curva de T , a la misma presión, se traza una línea hacia arriba siguiendo las adiabáticas secas hasta intersectar la línea dibujada en el paso 1) (esto es el NCA, nivel de condensación por ascenso, para la parcela en ese nivel de presión).
- * Desde el punto de intersección se sigue la adiabática saturada hasta la presión dada inicialmente. El valor de la isoterma que pasa por la intersección de la adiabática saturada y la isobara del nivel dado, es igual a la temperatura de bulbo húmedo.



Temperatura potencial de bulbo húmedo (θ_w): Del caso anterior, si luego del paso 3 se continuara el proceso por la adiabática saturada hasta el nivel de 1000 mb, se lee la isoterma que pasa por la intersección de la adiabática saturada seguida en el proceso y la isobara de 1000 mb.

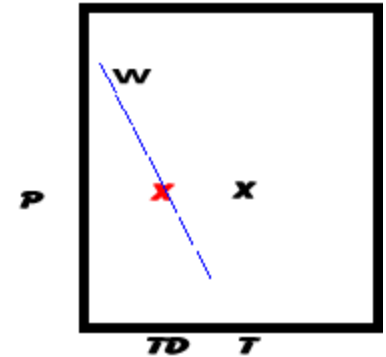
Temperatura adiabática equivalente (T_e): Es la temperatura que tendría una parcela de aire si toda su humedad se condensara mediante un proceso pseudoadiabático y luego la parcela se llevara adiabáticamente seca hasta su punto de presión inicial.

Procedimiento para obtenerla gráficamente:

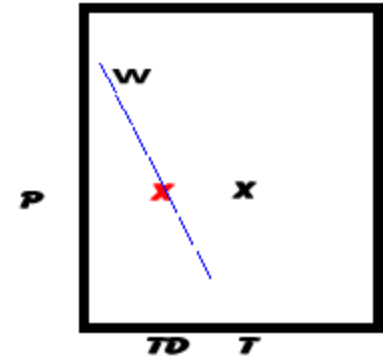
* Desde la curva de T_d a una presión dada, se dibuja una línea hacia arriba, paralela a la relación de mezcla que pasa por T_d en ese nivel; en el mismo sentido y siguiendo la adiabática seca se dibuja otra línea hasta intersectar la primera (el punto de intersección es el llamado NCA o nivel de condensación por ascenso).

* Desde el NCA se sigue la adiabática saturada hacia arriba, hasta donde las adiabáticas secas y saturadas estén paralelas, o sea, hasta una presión donde toda la humedad de la parcela se haya condensado y esta se encuentre totalmente seca.

* Desde esta presión se desciende por la adiabática seca (tangente a la adiabática saturada por la que se subió) hasta la presión de origen; el valor de la isoterma que pasa por la intersección de esta adiabática seca y la isobara del nivel de referencia es igual a la temperatura equivalente.



Temperatura potencial adiabática equivalente (θ_e): Es la temperatura que tendría una muestra de aire si toda su humedad se condensara mediante un proceso pseudoadiabático (es decir, usando calor latente de condensación para calentar la parcela) y la muestra se volviera entonces adiabáticamente seca hasta los 1000 mb. El procedimiento para obtenerla gráficamente es siguiendo los tres pasos para obtener T_e y luego descender por la adiabática seca hasta los 1000 mb (leer el valor de la temperatura en la escala horizontal; o bien en las adiabáticas secas).

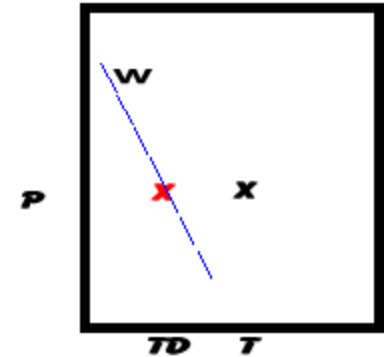


Temperatura virtual (T^*): T y T^* son casi iguales en los niveles altos de la atmósfera donde la humedad es escasa; por ende las curvas correspondientes tienden a unirse; pero en las capas bajas su diferencia puede ser muy significativa. La relación entre ambas es aproximadamente: $T^* = T + 1/6w$

Niveles de condensación

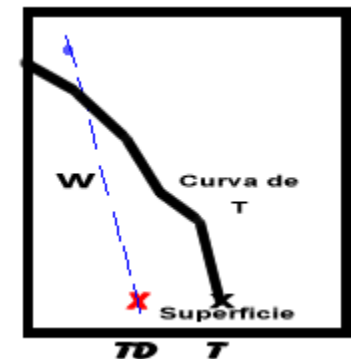
Nivel de condensación por ascenso (NCA): Es la altura a la cual una parcela de aire se saturará cuando es elevada adiabáticamente seca. Es siempre el más bajo de los niveles de condensación y señala el nivel a partir del cual es esperable nubosidad.

Se localiza en un sondeo en la intersección de la línea de la relación de mezcla (w) que pasa por la temperatura de rocío de superficie (o del nivel que se trate) con la adiábatica seca correspondiente a la temperatura de bulbo seco (T) del mismo nivel.



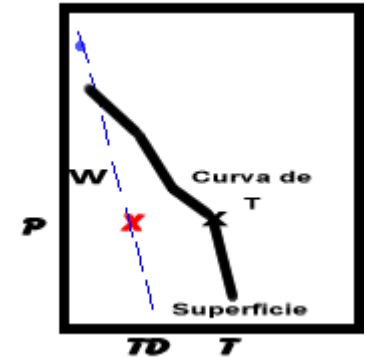
Nivel de libre convección (NLC): Es la altura a la cual una parcela de aire que asciende adiabáticamente seca hasta saturarse (en el NCA) y desde aquí, adiabáticamente saturada, llegaría a ser más caliente (menos densa) que el aire que la rodea. Por lo tanto la parcela continuará elevándose libremente sobre ese nivel hasta volverse más fría (más densa) que el aire circundante.

El NLC está localizado a la altura donde la adiábatica saturada que pasa por el NCA interseca la curva de temperatura del sondeo a un nivel más alto.



Nivel de condensación por convección (NCC): Es la altura a la cual una parcela de aire, si es calentada lo suficiente desde abajo, se eleva adiabáticamente hasta saturarse. En el común de los casos es la base de las nubes cumuliformes, las que son producidas por convección térmica a partir de un calentamiento en superficie.

Para determinar el NCC en un sondeo se sigue hacia arriba por la línea de relación de mezcla (w) que pasa por la temperatura de rocío de superficie hasta que esta línea intercepte la curva de temperatura del sondeo. El NCC es la altura de esta intersección. Cuando en las capas cercanas a la superficie hay mucha variación en el contenido de humedad, se utiliza un promedio de humedad, en lugar del valor de humedad de superficie. Este valor promedio se calcula gráficamente por el método de áreas iguales.



Temperatura de convección (T_c): Es la que ha de alcanzar la parcela de superficie para iniciar la formación de nubes convectivas por calentamiento de la capa de superficie. Gráficamente: Una vez ubicado el NCC se desciende por la adiabática seca hasta interceptar la isobara de presión de superficie. La isoterma que pasa por esa intersección es la T_c .

Nivel de condensación por mezcla (NCM): Es la altura más baja en una capa mezclada por una perturbación (ej. viento), a la cual se produce la saturación después de un mezclamiento completo de la capa. Se lo localiza en la intersección de la línea de relación de mezcla media con la adiabática seca media de la capa mezclada. El tope de la capa deberá estimarse en base a la velocidad del viento, la rugosidad del terreno, entre otros factores. Si la línea de relación de mezcla media corta a la adiabática seca media fuera de la capa considerada, el aire es demasiado seco para alcanzar la saturación mediante el proceso de mezcla.



Áreas positivas y negativas

En un diagrama termodinámico como el emagrama, un área dada puede considerarse proporcional a cierta cantidad de energía cinética de una parcela de aire que se mueve vertical y adiabáticamente.

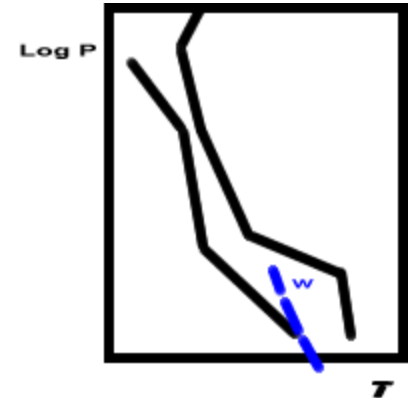
Área negativa: Cuando en un sondeo una parcela permanece en una capa estable, para moverla hacia arriba se le ha de proporcionar energía. El área que se encierra entre la adiabática por la que asciende una parcela (a la izquierda del sondeo) y la curva del sondeo, es proporcional a la energía que la parcela debería recibir para moverse hacia arriba. A esa área se la denomina negativa

Área positiva: Cuando una parcela puede elevarse libremente porque está en una capa donde la adiabática que sigue es más caliente que el aire envolvente, el área entre la adiabática (a la derecha del sondeo) y el sondeo, es proporcional a la energía que la parcela extrae del entorno ambiental inicial. A esta área se la llama positiva.

Para determinar las áreas negativas y positivas para el caso de calentamiento de la parcela en superficie, se analiza el sondeo, se obtiene el NCC. Desde el NCC se levanta una adiabática saturada hasta que esta intercepte nuevamente el sondeo; a este punto se lo denomina nivel de equilibrio (NE). También desde el NCC se baja por una adiabática seca hasta la isobara de superficie. A las áreas positivas o negativas se las distingue a fin de realizar posteriores estudios de estabilidad.

Para el caso de una parcela ascendida desde la superficie mediante un proceso mecánico (un frente, orografía, convergencia), el primer paso es determinar el NCA, desde allí el NLC y continuar por la adiabática saturada hasta el NE (intersección de la adiabática saturada con el sondeo).

Las áreas negativas serán las que queden a la izquierda del sondeo y a la derecha del camino seguido por la parcela, mientras que las áreas positivas se encuentran a la inversa (a la derecha del sondeo y a la izquierda del camino seguido por la parcela).



Nivel de equilibrio (NE): Altura en que la temperatura de una parcela que asciende se vuelve igual a la del entorno (sondeo). Se encuentra en el tope del área positiva cuando la curva de temperatura y la adiabática saturada que pasa por el NCC (o NLC) se cortan nuevamente.

Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE)

De acuerdo con el principio de Arquímedes, la fuerza hacia arriba por unidad de masa (igual a la aceleración) en la parcela es

$$\frac{F}{\mathcal{M}} = -\frac{(\rho_a(z) - \rho_e(z))}{\rho_a(z)}g$$

donde M es la masa de la parcela, $\rho_a(z)$ es la densidad del aire de la parcela moviéndose verticalmente a lo largo de una trayectoria adiabática, y $\rho_e(z)$ es la densidad del aire ambiental justo fuera de la parcela a nivel z . Tenga en cuenta que para los desplazamientos en los cuales ρ_a es menor que ρ_e habrá una fuerza de empuje hacia arriba (positiva) en la parcela.

El trabajo realizado por unidad de masa en la parcela por la fuerza de flotación en su movimiento de z_0 a z es $\int_{z_0}^z \frac{F}{M} dz$, que también es el cambio en la energía cinética por unidad de masa de la parcela en este desplazamiento.

En otras palabras, la fuerza de flotabilidad positiva hace que aumente la velocidad medida de la parcela, que se mueve en la dirección vertical. Empleando K para indicar la energía cinética por unidad de masa, obtenemos

$$\begin{aligned} \mathcal{K}(z) - \mathcal{K}(z_0) &= - \int_{z_0}^z (\rho_a(z) - \rho_e(z)) \frac{g}{\rho_a(z)} dz \\ &= \int_{z_0}^z (T_a - T_e) \frac{g}{T_e} dz. \end{aligned} \tag{1}$$

Sustituyendo la ecuación hidrostática, $dp/dz = -\rho g$, y la ecuación de estado del gas ideal, $p = \rho R T$, se obtiene:

$$\mathcal{K}(z) - \mathcal{K}(z_0) = -R \int_{p_0}^P (T_a - T_e) d(\ln p)$$

El resultado muestra que la energía cinética de una parcela es proporcional al área en el bucle cerrado definido por la intersección de las curvas ambientales y adiabáticas en un diagrama T-ln(p).

Vale la pena recordar que la derivación anterior es válida tanto para los procesos adiabáticos secos como húmedos. Como la parcela se eleva adiabáticamente, su energía cinética aumenta si hay un área positiva encerrada por la trayectoria de la parcela y la curva del medio ambiente.

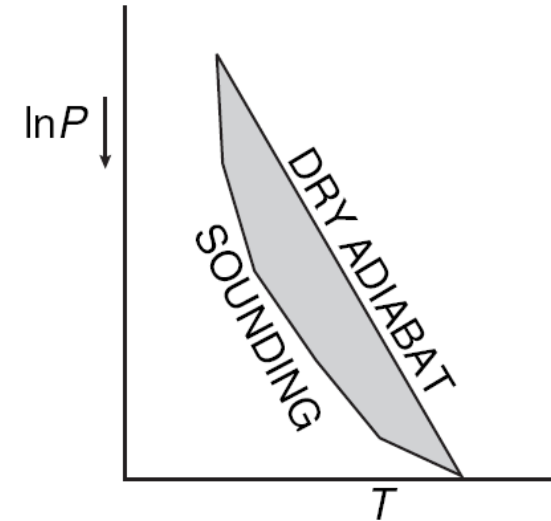


Figure 7.1. Schematic diagram of a sounding (left border of the shaded area) along with a dry adiabat rising from the surface (right border of the shaded area). The shaded area is proportional to the kinetic energy acquired by a parcel in rising from the surface to the intersection of the two curves.

La Figura 7.1. muestra un diagrama de una curva de un sondeo del medio ambiente con una adiabática seca partiendo desde la superficie y volviendo a unirse al sondeo a un nivel superior en la atmósfera. Teóricamente, una parcela que deja la superficie a lo largo de la adiabática seca tendrá una energía cinética, al volver a cruzar la curva ambiental, proporcional al área sombreada delimitada por las dos curvas.

Por supuesto, la idea de movimiento sin fricción de la parcela es altamente idealizada. Los intercambios de impulso transmitidos por pequeños remolinos entre la parcela y su entorno tienden a ralentizar la parcela y alterar su movimiento respecto de las condiciones ideales del movimiento sin fricción. Este proceso de *arrastre* también intercambia otras propiedades tales como la composición química y la entalpía. Sin embargo, el parámetro de energía cinética idealizada ha demostrado ser útil en el diagnóstico y la predicción de las consecuencias de situaciones de inestabilidad.

Consideremos una parcela inicialmente no saturada en un ambiente condicionalmente inestable. Denotamos la ubicación inicial de la parcela por A en el ejemplo de temperatura del sondeo que se muestra en la Figura 7.16. Cuando se levanta, la parcela sigue primero una adiabática seca hasta que alcanza el LCL. Con más de elevación, se sigue una adiabática húmeda. Si el movimiento hacia arriba es lo suficientemente fuerte como para llevar el volumen a su LFC, la parcela adquiere flotabilidad positiva. El área positiva (sombreada oscura en la figura 7.16) delimitada entre el camino de la parcela y el sondeo por el LFC y el LNB se llama *Energía Potencial Convectiva Disponible* (CAPE). El CAPE representa la energía cinética máxima que una parcela puede adquirir por flotabilidad positiva ascendiendo sin intercambiar momento, calor y humedad con su entorno.

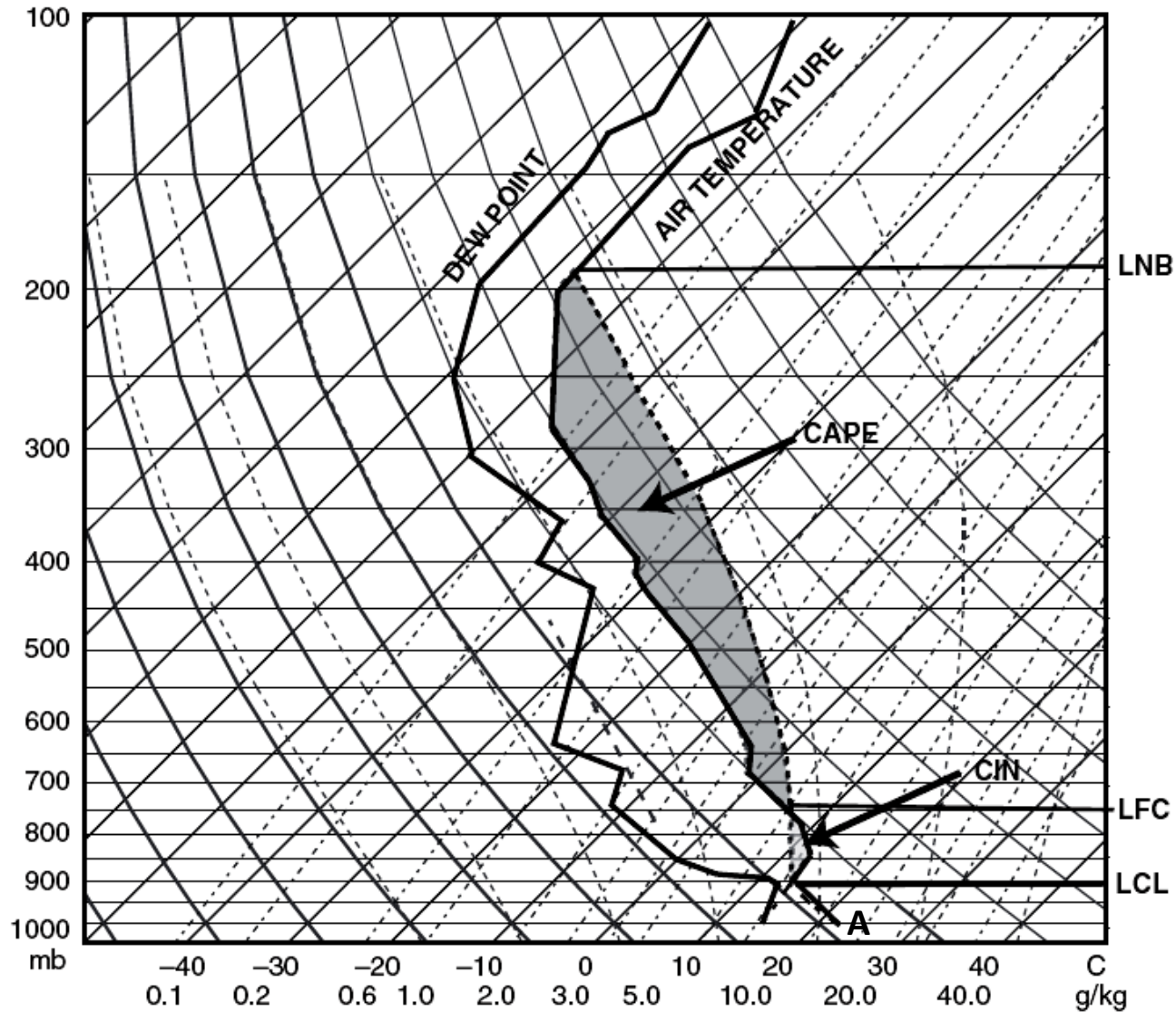


Figure 7.16 The same sounding as in Figure 7.13. Dark and light gray areas represent convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition energy (CIN) correspondingly.

Podemos calcular el cambio ideal de la energía cinética por unidad de masa debido a la flotabilidad positiva por integración (1) desde LFC hasta LNB. La cantidad de energía cinética liberada en esta situación es

$$\text{CAPE} = \Delta\mathcal{K} = \int_{z_{\text{LFC}}}^{z_{\text{LNB}}} g \frac{T_a - T_e}{T_e} dz$$

El CAPE es una medida útil de la severidad de una posible tormenta, ya que nos permite estimar el valor de la velocidad vertical máxima posible. De hecho, si una parcela tiene velocidad vertical cero en el LFC, entonces

$$w_{\text{max}} = \sqrt{2\text{CAPE}}.$$

En esta consideración, hemos dejado de lado el efecto de la condensación de agua, lo que reduce ligeramente la flotabilidad. Los valores de CAPE superior a 1000 J kg^{-1} implican la posibilidad de convección fuerte. Incluso si la velocidad vertical final fuera menor que el valor máximo, la energía es todavía disipada en forma de turbulencia dentro de la nube.

Volvamos a la Figura 7.16. Antes de que la parcela que parte del punto A llegue a su LFC, tiene que superar una barrera de energía potencial entre el LCL y el LFC, donde la parcela se vuelve más fría que su entorno y tiende a volverse más densa que su entorno, lo que tiende a volver el volumen hacia la superficie. Esta zona negativa entre el camino de la parcela y el entorno delimitado por el LCL y la LFC se llama la *Energía De Inhibición Convectiva* (CIN). Se muestra como el área de color gris claro en la figura 7.16. El CIN controla si realmente se produce la convección. Es una medida de la cantidad de energía que se requiere para superar la flotabilidad negativa y permitir la convección. Para encontrar el CIN tenemos que integrar la ec. Anterior entre el LCL y el LFC,

$$\text{CIN} = \int_{z_{\text{LCL}}}^{z_{\text{LFC}}} g \frac{T_a - T_e}{T_e} dz$$

Si el CIN es superior a 100 J kg^{-1} , se necesita una fuente significativa de elevación para llevar la parcela a su LFC con el fin de crear condiciones favorables para la convección profunda.

Si, estuviéramos interesados en el CAPE de una parcela de aire que se encuentra en el punto B en vez de en el punto A, en el mismo sondeo (Figura 7.17), que el CAPE es cero. El camino de la parcela, comenzando en el punto B, se muestra con una línea discontinua en la figura 7.17. Esta parcela es siempre más fría que su medio ambiente local. Es importante tener en cuenta que el valor de CAPE depende de la ubicación inicial de parcela.

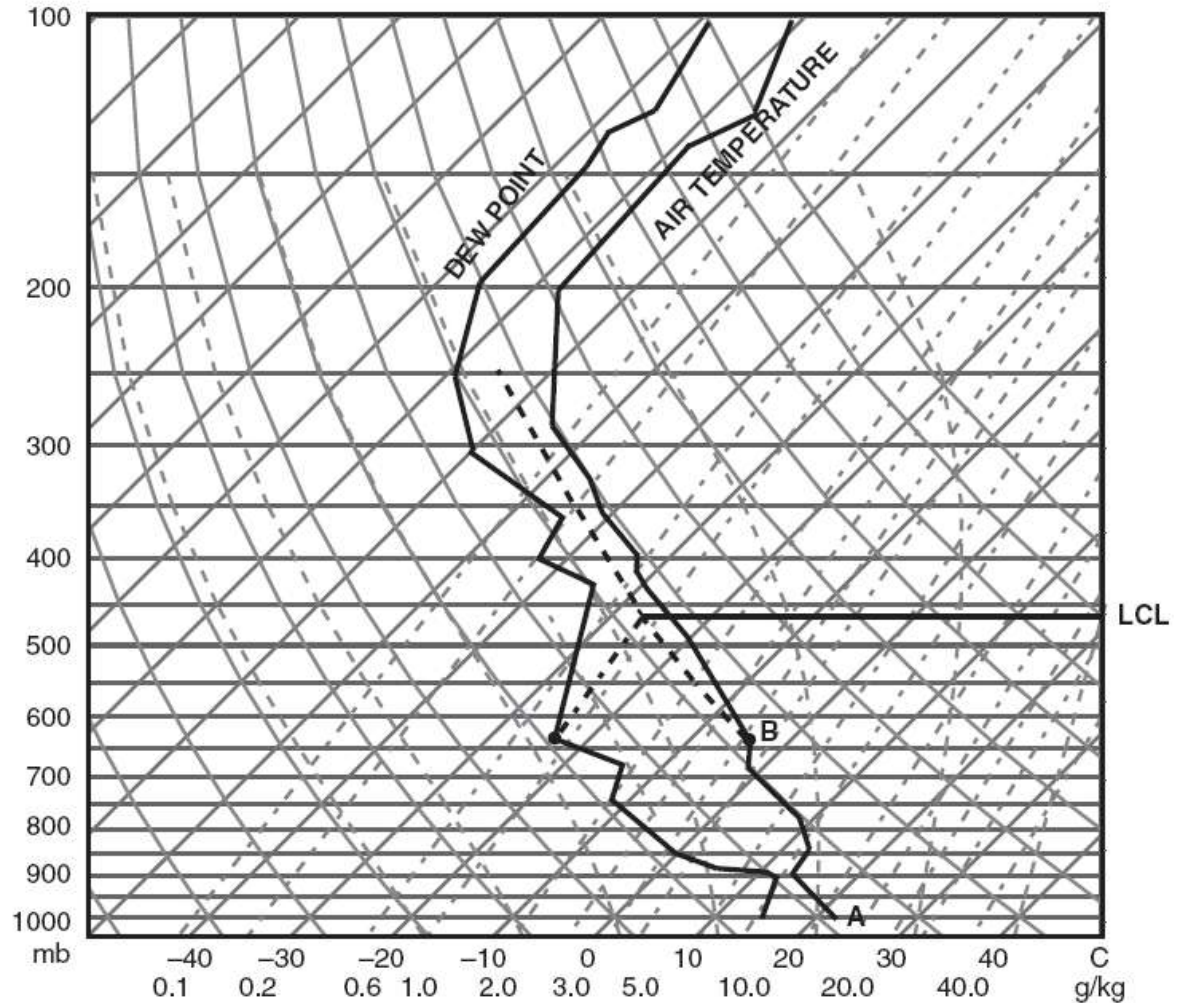


Figure 7.17 The same sounding as in Figure 7.13. For a parcel originating at point B, CAPE is zero.

Consideremos el sondeo de la Figura 7.19. Una parcela que parte de la superficie experimentará flotabilidad negativa. El área correspondiente al CIN se muestran en gris claro. La zona sombreada en gris más oscuro corresponde al CAPE. Para un empuje positivo, una parcela que parte de superficie (punto A) tiene que superar la zona "gris claro". Imaginemos ahora que se espera que la superficie que se caliente en el próximo par de horas.

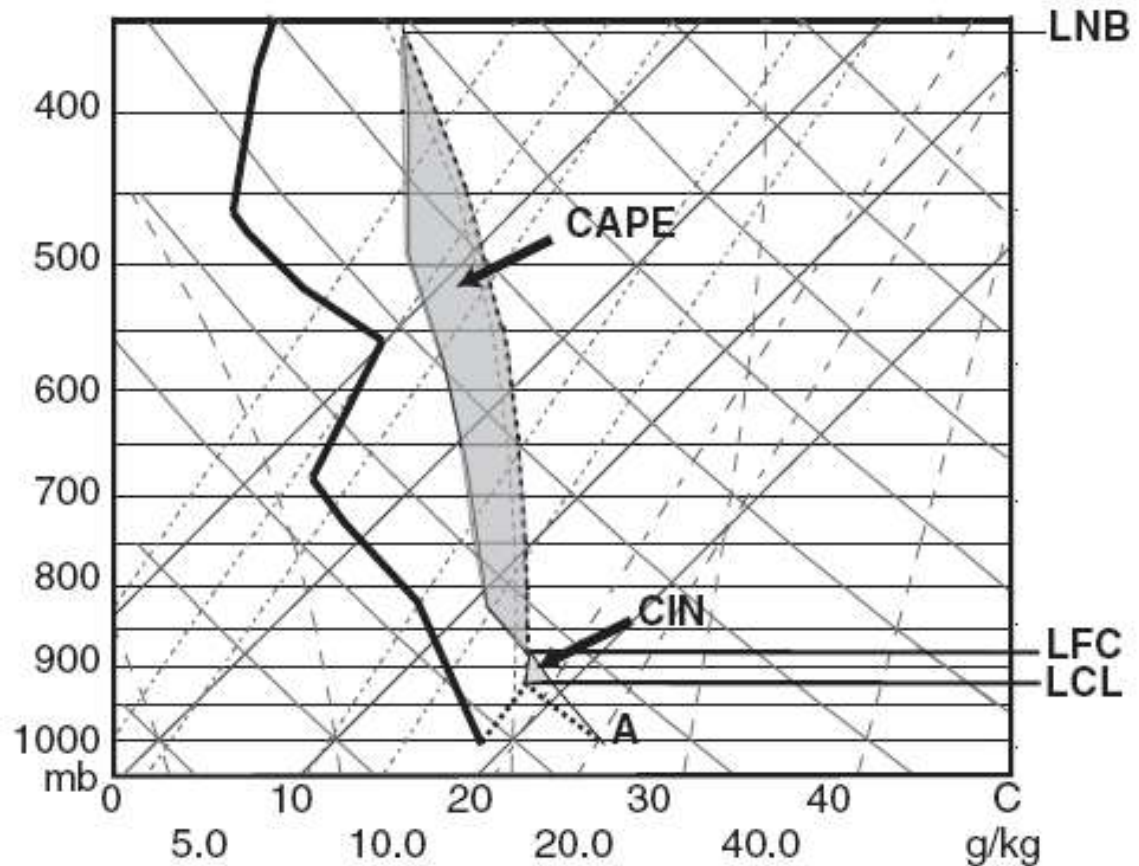


Figure 7.19. CAPE and CIN for the parcel started from the surface (point A) are shown in dark and light gray correspondingly.

Entonces, en lugar de la letra A, el paquete se inicia desde el punto A1 (Figura 7.20). No experimenta flotabilidad negativa por más tiempo; su LFC coincide con su LCL, y estas son excelentes condiciones para la actividad de tormentas severas.

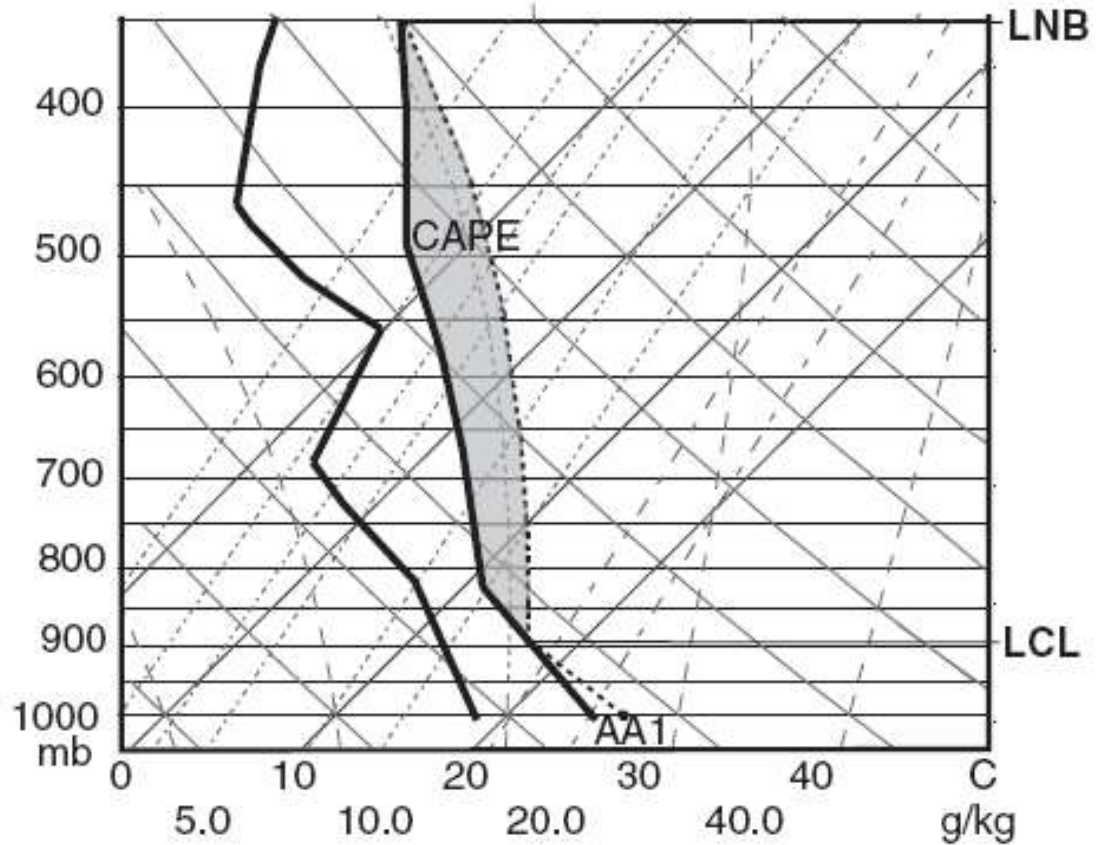


Figure 7.20 The same sounding as in Figure 7.19. Illustration of a hypothetical surface warming. For the parcel originating at point A1, there is no CIN.

Si, por el contrario, se espera que la superficie sea enfriada (Figura 7.21, punto A2), entonces la situación se invierte. El CIN se hace más grande, y el CAPE es más pequeño que en la situación anterior. Esto significa que las condiciones para una tormenta eléctrica ya no son favorables.

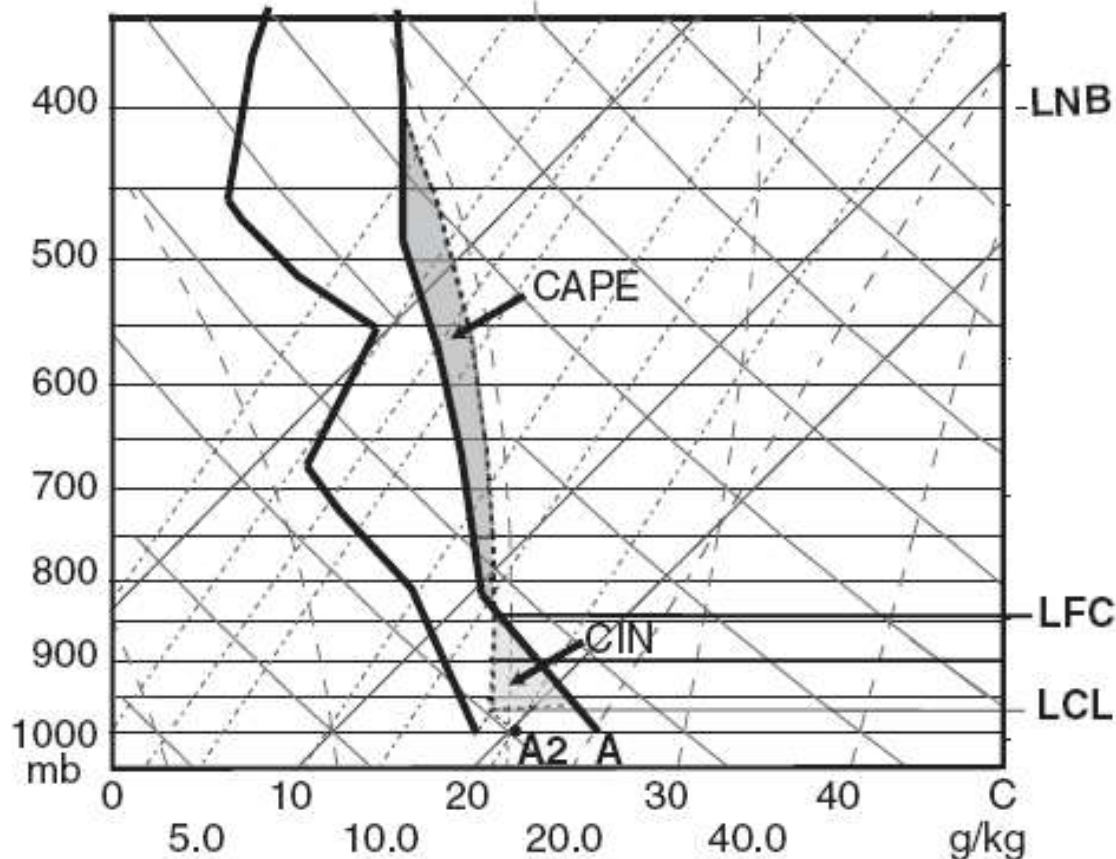


Figure 7.21 The same sounding as in Figure 7.19. Illustration of a hypothetical surface cooling. For the parcel originated from point A2, CAPE decreases, but CIN increases in comparison with the parcel started from A.

Afortunadamente para el pronosticador, los valores de muchos de los parámetros mencionados anteriormente (CAPE, CIN, etc.) se imprimen a la derecha en las tablas Skew-T que se publican en muchos sitios en el Internet. Por lo tanto, no hay cálculos tediosos de áreas necesarios para el usuario.

Estudios de estabilidad

Método de la parcela

Es una manera particular de aplicar las leyes físicas de la hidrostática y la termodinámica. El método supone un modelo muy simplificado de la conducta de la atmósfera que implica las siguientes suposiciones:

- a) La temperatura de una parcela de aire cambia adiabáticamente cuando se desplaza una pequeña distancia vertical desde su posición de origen. Si la parcela no está saturada su temperatura cambia según el gradiente adiabático seco; si está saturada lo hace según el gradiente adiabático saturado.
- b) La parcela desplazada no afecta ni es afectada por el entorno en el cual se mueve. Es decir, ni se mezcla ni intercambia calor y tampoco mueve el aire circundante.
- c) Si luego de un desplazamiento vertical la parcela tiene una temperatura mayor (menor densidad) que el entorno, ella está sometida a una fuerza ascensional positiva y será acelerada hacia arriba; contrariamente, si su temperatura virtual ha llegado a ser más baja (es más densa) que la del entorno, se verá sometida a una fuerza ascensional negativa y será acelerada hacia abajo.

d) La atmósfera es estable si luego de un desplazamiento vertical la parcela tiende a volver a su posición inicial; es inestable si tiende a alejarse de su posición de origen; y estará en equilibrio cuando tenga la misma temperatura virtual T^* que el entorno.

e) El comportamiento de una parcela que una vez saturada llega a estar más caliente que el entorno mediante la conservación de calor latente producto de la condensación del vapor de agua por ella contenido es el siguiente: La parcela asciende bajo la aceleración de la fuerza ascensional positiva. Si la parcela saturada continúa ascendiendo a través de su entorno en el cual el gradiente vertical de temperatura es mayor que el gradiente adiabático de saturación, la velocidad de ascenso aumenta. Esta aceleración persiste hasta alcanzarse la altura en la cual la línea adiabática saturada interseca a la curva del sondeo, es decir donde la temperatura de la parcela iguala a la del ambiente. Esta altura se llama Nivel de equilibrio (NE). Si por inercia la parcela supera el NE, es impulsada nuevamente hacia abajo por una fuerza ascensional negativa, generada por la diferencia térmica entre el entorno y la parcela.

Comentarios sobre las suposiciones de la teoría de la parcela usadas en el emagrama

En diagramas más viejos las adiabáticas saturadas a temperaturas inferiores a 0 °C se computaban sobre la base de la presión de vapor sobre una superficie de hielo; sin embargo la suposición de la presión de vapor sobre el agua a todas las temperaturas es considerada realista en vista del predominio del contenido de agua sobreenfriada en las nubes al menos hasta -20 °C.

El error por la suposición pseudoadiabática (que todos los productos de la condensación caen inmediatamente) es pequeño (menor de 1 °C) en el caso de nubes que no precipitan cuando la parcela saturada está encima del nivel de 200 mb. En nubes reales, el calor latente (de condensación o congelación) agrega considerable fuerza ascensional a la parcela. La caída de la mayor parte del agua condensada ocurre en muchas nubes; en cúmulos de gran desarrollo y en nubes de tormenta, gran cantidad de precipitación de una parte de la nube puede evaporarse en otra parte de ella causando una notable redistribución de energía.

Tipos básicos de estabilidad e inestabilidad

La estabilidad de una parcela en una capa dada de la atmósfera se indica en todo diagrama termodinámico comparando la pendiente de la curva T para la capa, con la pendiente de las adiabáticas secas (cuando la parcela no está saturada) o saturadas (cuando está saturada).

En la práctica estas comparaciones se realizan en base a la curva de Temperatura (T), pero realmente, para reducir errores, debería usarse la curva de Temperatura virtual (T^*).

Absolutamente estable: Si la pendiente de T^* es menor que la adiabática saturada (sin importar su contenido de agua), ya que en cualquier caso (ya sea ascendiendo por la adiabática seca o por la adiabática saturada) la parcela estaría más fría que el entorno y tendería a regresar a su posición original.

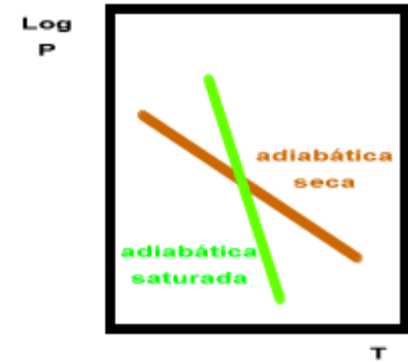
Absolutamente inestable: Si la pendiente de T^* es mayor que la adiabática seca (sin importar su contenido de humedad). Esta condición se indica como un gradiente **superadiabático**. Ya sea que la parcela esté seca o saturada, al ascender tendrá mayor temperatura que el entorno y será acelerada hacia arriba. Si en cambio es desplazada hacia abajo, su cambio de temperatura respondería al gradiente adiabático seco; por ende se hallaría a menor temperatura que el entorno y se vería acelerada hacia abajo.

Los gradientes superadiabáticos en general se dan en los primeros 300 o 500 metros, rechazándose como datos erróneos los que se producen en capas altas. Sin embargo existen dos procesos que pueden explicar la existencia de gradiente superadiabático real en capas más altas:

- 1) Inestabilidad debida a la elevación rápida de una capa de aire con gradiente intermedio saturado-seco, convectiva o potencialmente inestable (ver figura 3.3c)
- 2) Rápida evaporación en el tope de una capa de nubes.

Cuando se menciona "**pendiente**" se hace referencia al ángulo que forma la curva de T con la horizontal (isobaras), en una rotación levógira. A menor ángulo mayor estabilidad.

Estabilidad condicional: Si la pendiente de la curva de T^* es mayor que la de la adiabática saturada y menor que la de la seca, la capa se denomina condicionalmente estable o condicionalmente inestable, según se encuentre o no saturada. Si está saturada, su cambio de temperatura seguiría un gradiente adiabático saturado; en consecuencia estaría más caliente que el medio que la rodea, por lo tanto se vería acelerada hacia arriba y la capa sería inestable. Si en cambio la parcela no estuviera saturada su variación de temperatura, al verse forzada a ascender, coincidiría con el gradiente adiabático seco, y por ende estaría más frío que el entorno, lo que haría que retorne a su posición original.



Equilibrio indiferente: Si la curva de T^* es paralela a la adiabática saturada, la capa está en equilibrio indiferente para el desplazamiento ascendente de las parcelas saturadas; sin embargo para el ascenso de parcelas no saturadas, esta curva es estable. Similarmente, si la curva de T^* es paralela a la adiabática seca, la capa está en equilibrio indiferente para parcelas no saturadas; pero es inestable para desplazamientos de parcelas saturadas. Estas dos condiciones suelen llamarse "indiferente húmedo" e "indiferente seco", respectivamente.

Procesos que modifican el gradiente térmico vertical

1. Calentamiento o enfriamiento no adiabático (debido a la radiación, conducción, evaporación o condensación)
2. Advección completa de una columna de aire con un gradiente térmico vertical distinto al existente sobre la estación
3. Advección diferencial de temperatura debida a la cortante vertical del viento
4. Movimiento vertical (orográfico, convergencia, divergencia o convección)

Efectos del calentamiento y enfriamiento no adiabáticos: Son importantes en la superficie y dentro de algunas nubes. Sin embargo la radiación en el aire libre y en el tope de las nubes es pequeña y sus efectos sobre el gradiente vertical son despreciables. La pérdida de calor latente por condensación o fusión tiene efectos locales importantes, siempre que la condensación libere el calor latente necesario para producir convección. El enfriamiento por evaporación o fusión tiene poco efecto directo sobre el gradiente térmico vertical, excepto localmente en precipitaciones fuertes.

Inestabilidad debida a calentamiento de superficie: La tierra absorbe calor, y esto produce un aumento de temperatura; por ende el aire en contacto con ella se calienta por conducción. Este aire tiende a formar burbujas que ascienden. Si el gradiente térmico vertical ya es adiabático o superadiabático las parcelas se elevan rápidamente hasta alcanzar una región más estable. Si el gradiente inicial es estable, el ascenso de las burbujas es resistido en un principio. Una vez que alguna de las burbujas calentadas en la base de la región estable adquiere suficiente flotabilidad por un pequeño exceso de temperatura, en relación con las burbujas vecinas, o alguna de estas burbujas es impelida hacia arriba por turbulencia mecánica, su momento provoca la invasión en una pequeña distancia hacia adentro de la región estable de más arriba. Mediante tales ascensos las burbujas van modificando el gradiente de temperatura. De esta forma el calentamiento de superficie crea inestabilidad indirectamente a través del mecanismo de movimientos verticales (convección).

Estabilidad debida al enfriamiento de superficie: El gradiente térmico que resulta de los efectos de la pérdida de calor por radiación nocturna, en una masa de aire en reposo, es una inversión superficial con base en el suelo. La profundidad de la capa de inversión aumenta según la duración del enfriamiento, y la pendiente de la inversión disminuye con el grado de enfriamiento. En el caso de superficies nevadas o heladas se tiende a desarrollar una capa de isoterminia sobre la inversión. La presencia de viento puede elevar la base de la inversión a un nivel más alto (mezcla turbulenta).

Efectos de la advección: Tiene una fuerte influencia sobre el gradiente térmico vertical en una región dada de la atmósfera. Hay dos procesos a tener en cuenta:

1. Advección de aire de diferente gradiente térmico vertical
2. Advección diferencial de temperatura debido a la cortante vertical del viento

El primer efecto es fácil de visualizar. Una masa de aire de diferentes características puede moverse hacia la zona en cuestión con su tiempo asociado. El segundo ítem es menos obvio y más difícil de evaluar.

Movimientos verticales: La convección es una forma de movimiento vertical en la atmósfera consistente en corrientes verticales locales, casuales u organizadas, que tienen secciones del orden de unos pocos metros hasta algunos kilómetros. La mayor parte, en especial en la baja atmósfera, se deben a efectos térmicos por el calentamiento diferencial. Las fuerzas de empuje que actúan sobre las parcelas en la columna o capa inestables, se deben no sólo a las corrientes ascendentes o descendentes vecinas dentro de la capa, sino también a otras que, ayudadas por la turbulencia debida a la cortante vertical o a la fricción, penetran en capas adyacentes más estables. Cuando se produce condensación en la columna convectiva, se establece un empuje adicional mediante el calor latente liberado. También se modifica por mezcla entre corrientes convectivas y sus entornos, como por cualquier subsidencia compensatoria que puede estar distribuida sobre un área mucho más amplia de los alrededores que la afectada por las corrientes ascendentes. Algunas capas completas pueden transformarse en inestables mediante la ampliación de una convección continuada.

Existen dos aproximaciones diferentes al problema del ascenso forzado. La primera involucra el concepto de "inestabilidad latente" y ayuda a predecir lo que pasa con una partícula levantada mecánicamente (por un frente, montaña, convergencia). La segunda encierra el concepto de "inestabilidad potencial" en la que se considera el ascenso de una capa completa.

Inestabilidad latente: Para determinar si un sondeo es estable o tiene inestabilidad latente es necesario graficar la curva de T_w junto a la de T .

Paso 1: Seleccionar la adiabática saturada tangente a la curva de T

Paso 2: Trazar la curva de T_w del sondeo. Las condiciones de inestabilidad latente se indican en las partes del sondeo donde la curva de T_w está a la derecha de la adiabática saturada tangente al sondeo.

Inestabilidad potencial: El método consiste en comparar la pendiente de T_w con las adiabáticas saturadas.

Las capas en donde el gradiente térmico vertical de bulbo húmedo ($\partial T_w / \partial z$) es mayor que el de las adiabáticas saturadas Γ_s , son potencialmente inestables. En cambio en donde el gradiente $\partial T_w / \partial z$ es menor que en las adiabáticas saturadas Γ_s son potencialmente estables.

Índices de inestabilidad

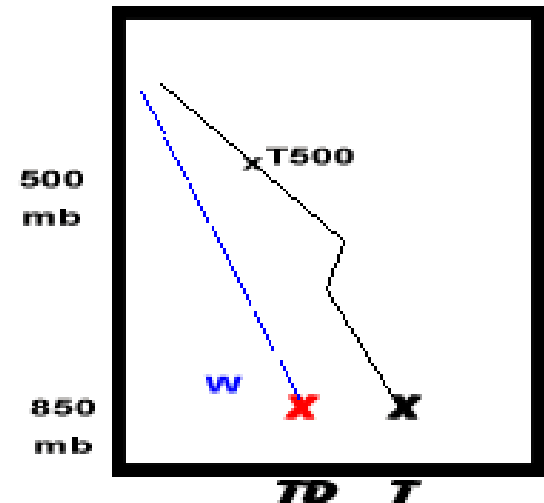
Índice de Showalter

Se calcula mediante la diferencia entre la temperatura registrada por el sondeo en 500 mb (T_{500}) y la temperatura de la parcela en 850 mb que fuera llevada adiabáticamente hasta 500 mb.

* Desde la T de 850 mb se continúa por la adiabática seca hasta alcanzar el NCA.

* Desde el NCA se continúa por la adiabática saturada hasta los 500 mb. A la temperatura de ese punto se la denomina T' .

La diferencia ($T_{500}-T'$) con su signo, es el índice Showalter. Este índice es positivo cuando T' está a la izquierda de la curva de sondeo; los valores positivos indican mayor estabilidad. Este índice No es significativo si hay una inversión entre 850 y 500 mb.



Menor que +3	Probables chaparrones, cabe esperar tormentas en el área
Entre +1 y -2	La probabilidad de tormentas aumenta rápidamente
Menor que -3	Tormentas violentas
Menor que -6	Ocurrencia de tornados

Índice K de Whiting

Este método combina numéricamente, por medio de un sondeo, el gradiente térmico vertical, el contenido de humedad de la baja atmósfera y la extensión vertical de la capa húmeda.

El índice que se obtiene a partir de una combinación aritmética T_{500} , T_{850} , T_{d850} , T_{700} y T_{d700} , se denomina K y se computa de la siguiente manera:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

Los resultados obtenidos pueden ser volcados en cartas sinópticas y analizados como un campo escalar cualquiera, correlacionándolos con la situación sinóptica sobre la base de la siguiente tabla obtenida por Whiting.

Valor de K	Probabilidad de tormentas
$K < 20$	Ninguna
$20 \leq K < 25$	Tormentas aisladas
$25 \leq K < 30$	Tormentas ampliamente dispersas
$30 \leq K < 35$	Tormentas dispersas
$35 \leq K$	Numerosas tormentas

Índice Lifted Index

Se obtiene promediando la temperatura potencial y la relación de mezcla de la capa de 100 mb más baja de la atmósfera. La parcela con esta característica se eleva adiabáticamente hasta el nivel de 500 mb, y su temperatura a este nivel se la resta a la del sondeo (T_{500}).

Diferencia mayor de 4 °C	Muy estable. Sin posibilidad de convección
De 4 °C a 0 °C	Estable
De 0 °C a -4 °C	Inestable. Posibilidad de granizo
Menor que -4 °C	Fuertemente inestable, inferior a -6°C, probable formación de tornados

Índice de Fawbush-Miller

Este índice requiere el uso de una capa húmeda de superficie. Esta capa húmeda se define como un estrato de superficie cuyo límite superior es una superficie de presión donde la humedad relativa es inferior al 65%. Si su existencia vertical excede los 2000 metros, se usa sólo la capa de los 150 mb más bajos para determinar la temperatura media del bulbo húmedo de la "capa húmeda".

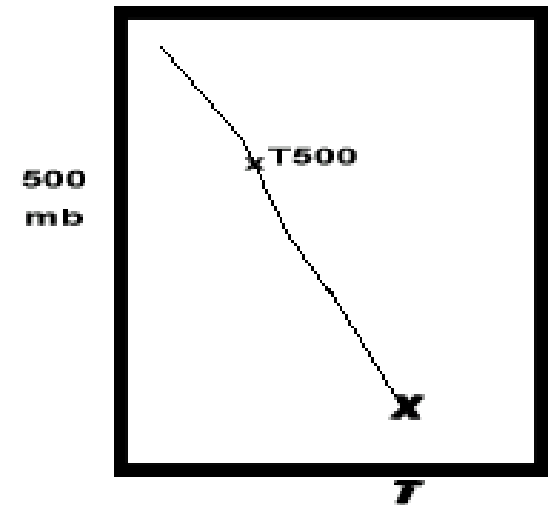
Los sondeos contienen a veces capas secas poco profundas dentro de esta "capa húmeda", tal como, los 30 mb más bajos o en la capa superior de una inversión en superficie; en tal caso se supone que la mezcla por convección normal borraría tal capa seca y las capas secas se identificarán con la "capa húmeda".

El procedimiento para el cálculo es el siguiente:

1. Se calcula la humedad relativa para diversos puntos en la parte más baja del sondeo para identificar la "capa húmeda".

2. Dibujada la curva de T_w para la capa húmeda, se dibuja una recta que divida a esta curva en dos partes aproximadamente iguales (Promedio de T_w de la capa) Llamaremos M al valor de la isoterma en el punto medio.

3. Desde el punto M , determinado en el paso 2, se levanta una paralela a las adiabáticas saturadas hasta los 500 mb y se resta el valor T' de esta posición al valor de T_{500} del sondeo. El valor de la diferencia, con su signo, es el valor numérico del índice de Fawbush-Miller.



Los valores positivos indican estabilidad y los negativos inestabilidad. Los valores del índice SH y el IFM son similares, excepto cuando existe una inversión por subsidencia debajo de los 850 mb, o la humedad de 850 mb no es representativa de la capa.

Si el IFM es mayor que -1	Relativamente estable
Si el IFM está entre -2 y -6	Moderadamente inestable
Si el IFM es menor que -6	Fuertemente inestable

Links de interés

<http://www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

Estación El Plumerillo (Mendoza aero) N° 87418

<http://ready.arl.noaa.gov/READYcmet.php>

Airport or WMO ID: SAME