

2

El vapor de agua y sus efectos termodinámicos



Ecuación de estado del vapor de agua

Contrariamente a lo que sucede con otros componentes de la atmósfera, el agua está presente en las tres fases, sólida, líquida y gaseosa. En su fase de vapor, el agua en la atmósfera se comporta, con buena aproximación, como un gas ideal. Su ecuación de estado es

$$e = \rho_v R_v T, \quad (2.1)$$

donde e = presión de vapor, ρ_v = densidad del vapor, y R_v = constante individual de los gases para el vapor de agua (0,461 joules $\text{g}^{-1} \text{K}^{-1}$). Esta ecuación se escribe, a veces, en la forma

$$e = \rho_v \frac{R'}{\varepsilon} T, \quad (2.2)$$

donde $\varepsilon = R'/R_v = m_v/m = 0,622$.

El calor específico del vapor, a presión constante, vale 1,81 joules $\text{g}^{-1} \text{K}^{-1}$; a volumen constante es 1,35 joules $\text{g}^{-1} \text{K}^{-1}$.

En términos del volumen específico del vapor α_v :

$$e\alpha_v = R_v T$$

Debido a que el peso molecular del agua es m_w ($= 18.016$) y la constante de gas para m_w gramos de vapor de agua es R^* , tenemos:

$$R_v = 1000 \frac{R^*}{m_w} = 1000 \frac{8.3145}{18.016} = 461.51 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

Dado que el aire es una mezcla de gases, obedece a la *ley de Dalton* de las presiones parciales, que establece que *la presión total ejercida por una mezcla de gases que no interactúan químicamente es igual a la suma de las presiones parciales de los gases*. La *presión parcial* de un gas es la presión que ejercería a la misma temperatura que la mezcla si él solo ocupara todo el volumen que ocupa la mezcla.

Ejercicio 2.1. Si a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ la densidad del aire seco es 1.275 kg m^{-3} y la densidad de vapor de agua es $4,770 \times 10^{-3}\text{ kg m}^{-3}$, ¿cuál es la presión total ejercida por una mezcla de aire seco y vapor de agua a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$?

Ecuación de Clausius-Clapeyron

Consideremos un recipiente, aislado térmicamente y cerrado, parcialmente lleno de agua, como se indica en la figura 2.1. Las moléculas de la superficie libre del agua están en constante agitación y algunas logran escapar en forma de moléculas de vapor. Por otra parte, algunas de las moléculas de vapor chocan con la superficie líquida y se fijan sobre ella. Esta condensación y evaporación tiene lugar simultáneamente; para una temperatura determinada se alcanza eventualmente una condición de equilibrio, cuando los dos procesos tienen lugar con la misma velocidad. Entonces las temperaturas del aire y del vapor son iguales a la del líquido, y ya no hay transferencia neta de moléculas de una a otra fase. Se dice, que en estas condiciones, el espacio por encima de la superficie líquida está *saturado* de vapor de agua. La presión parcial debida al mismo, en tal caso, se denomina presión de saturación del vapor, y resulta que tan sólo depende de la temperatura; esta dependencia funcional viene descrita por una importante ecuación diferencial que vamos a deducir.

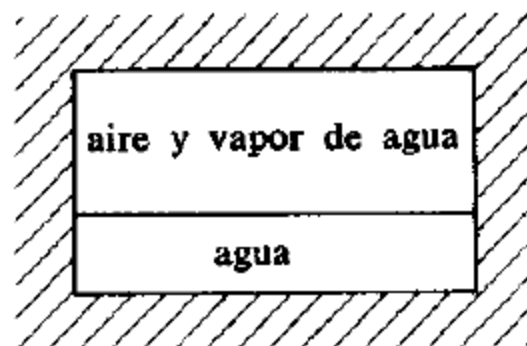


FIG. 2.1. Vapor en equilibrio con superficie líquida.

Para pasar de la fase líquida a la de vapor hace falta calor, debido a que las moléculas gaseosas tienen una energía cinética superior a la de las del líquido, a igualdad de temperatura. Designemos por L la cantidad de calor necesario para convertir a la unidad de masa líquida en vapor, manteniendo constante la presión y la temperatura; es el calor latente de vaporización. Para dicha transición de la fase 1 (líquido) a la 2 (vapor),

$$L = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} dq = \int_{u_1}^{u_2} du + \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} p d\alpha = u_2 - u_1 + e_s(\alpha_2 - \alpha_1), \quad (2.3)$$

donde e_s designa la presión de saturación del vapor, y se mantiene constante durante todo el proceso. Como la temperatura también es constante, podemos escribir asimismo:

$$L = T \int_{q_1}^{q_2} \frac{dq}{T} = T(\phi_2 - \phi_1). \quad (2.4)$$

y por igualación, resulta

$$u_1 + e_s \alpha_1 - T\phi_1 = u_2 + e_s \alpha_2 - T\phi_2, \quad (2.5)$$

que demuestra que esta particular combinación de variables termodinámicas permanece constante en un proceso, isotermo e isobárico, de cambio de fase; tal combinación se conoce con el nombre de función de Gibbs del sistema, y se designa por G ; así pues, para la fase 1

$$G_1 = u_1 + e_s \alpha_1 - T\phi_1 \quad (2.6)$$

es decir, que la (2.5) podrá escribirse simplemente como $G_1 = G_2$.

La función de Gibbs, aunque se mantiene constante en la transición de fase, varía con la temperatura y presión, y su dependencia respecto a dichas variables, puede determinarse por diferenciación:

$$dG = du + e_s d\alpha + \alpha de_s - Td\phi - \phi dT. \quad (2.7)$$

Pero $du + e_s d\alpha = dq = Td\phi$, y la (2.7) se reduce a

$$dG = \alpha de_s - \phi dT. \quad (2.8)$$

Puesto que G es la misma para las dos fases, $dG_1 = dG_2$, y con ello se deduce de la (2.8) que:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{\phi_2 - \phi_1}{\alpha_2 - \alpha_1} = \frac{L}{T(\alpha_2 - \alpha_1)}. \quad (2.9)$$

Este resultado expresa la dependencia de la presión de saturación del vapor de la temperatura y se conoce con el nombre de ecuación de Clausius-Clapeyron. Como en condiciones atmosféricas ordinarias $\alpha_2 \gg \alpha_1$, y el vapor de agua se comporta como un gas ideal, la (2.9) se reduce a

$$\boxed{\frac{de_s}{dT} = \frac{L}{T\alpha_2} = \frac{Le_s}{R_v T^2}} \quad (2.10)$$

Si el calor latente fuera constante, esta ecuación podría integrarse, dando

$$\frac{L}{R_v} \cong 5.42 \times 10^3 K \quad \ln \frac{e_s}{e_{s0}} = \frac{L}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right), \quad (2.11)$$

donde e_{s0} es el valor de la presión del vapor saturante a T_0 , una constante de integración que tiene que ser determinada experimentalmente o por consideraciones teóricas adicionales. De hecho, no obstante, L depende muy poco de la temperatura, de modo que la (2.11) no es una descripción exacta de la dependencia de e_s con T ; para el intervalo de temperaturas con que nos encontramos en la troposfera, L resulta siempre ser, con un error de unas unidades por cien, igual a $600 \text{ cal/g} = 2,5 \times 10^3 \text{ joules/g}$; utilizando este valor en la (2.11) se obtiene, con buena aproximación, un valor utilizable para la presión real de saturación del vapor. La constante de integración es $e_{s0} = 6,11 \text{ mb}$ a $T_0 = 273 \text{ K}$.

Si el agua en la Fig. 2.1 fuera reemplazada por una superficie plana de hielo puro a la temperatura T y la velocidad de condensación del vapor de agua fuera igual a la velocidad de evaporación del hielo, la presión ejercida por el vapor de agua sería la presión de vapor de saturación e_{si} sobre la superficie de hielo. Debido a que, a cualquier temperatura dada, la velocidad de evaporación del hielo es menor que la del agua, $e_s(T) > e_{si}(T)$.

La velocidad a la que las moléculas de agua se evaporan del agua o del hielo aumenta al aumentar la temperatura. En consecuencia, tanto e_s y e_{si} aumentan al aumentar la temperatura, y sus magnitudes dependen sólo de la temperatura.

La magnitud de $e_s - e_{si}$ alcanza un valor máximo a aproximadamente $-12\text{ }^\circ\text{C}$. Se deduce que si una partícula de hielo está en un aire saturado de agua va a crecer debido a la deposición de vapor de agua sobre ella. Más adelante veremos que este fenómeno juega un papel fundamental en el crecimiento inicial de partículas precipitables en una nube.

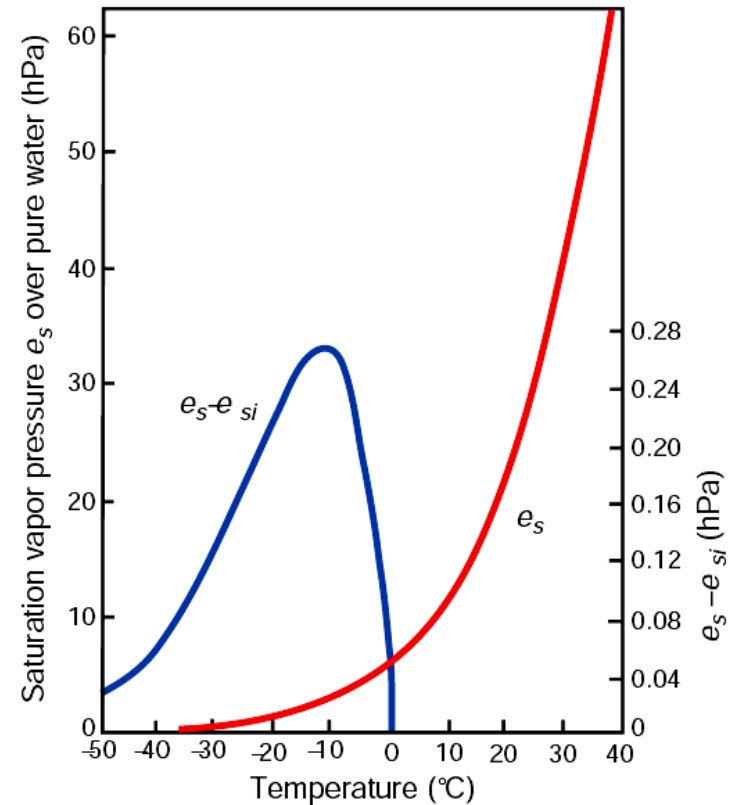


Fig. 3.9 Variations with temperature of the saturation (i.e., equilibrium) vapor pressure e_s over a plane surface of pure water (red line, scale at left) and the difference between e_s and the saturation vapor pressure over a plane surface of ice e_{si} (blue line, scale at right).

Para temperaturas inferiores a los $0\text{ }^\circ\text{C}$, la presión de vapor en equilibrio con el hielo viene dada por (2.10), en donde L se sustituye por L_s , que es el calor latente de sublimación.

En la Tabla 2.1 se dan los valores de e_s y L , para un amplio intervalo de temperaturas. Para temperaturas de 0 °C e inferiores, también están tabulados el calor latente de sublimación y la presión de vapor en equilibrio sobre hielo, e_i .

TABLA 2.1. *Calor latente de condensación (sublimación) y presión de saturación del vapor para varias temperaturas (de Smithsonian Meteorological Tables)*

T (°C)	e_s (mb)	e_i (mb)	L (cal g ⁻¹)	L_s (cal g ⁻¹)
-40	0,189	0,128	621,7	678,0
-35	0,314	0,223		
-30	0,509	0,380	615,0	678,0
-25	0,807	0,632		
-20	1,254	1,032	608,9	677,9
-15	1,912	1,652		
-10	2,863	2,600	603,0	677,5
-5	4,215	4,015		
0	6,108	6,107	597,3	677,0
5	8,719			
10	12,272		591,7	
15	17,044			
20	23,373		586,0	
25	31,671			
30	42,430		580,4	
35	56,236			
40	73,777		574,7	

Aire húmedo: su contenido de vapor

El aire en la atmósfera es una mezcla de aire seco y de vapor de agua; existen diversas formas de expresar el contenido de vapor.

(a) Presión de vapor, e , o presión parcial del vapor de agua.

(b) Densidad del vapor, ρ_v , denominada también humedad absoluta, y definida por (2.1).

(c) Razón de mezcla, w , definida como la masa de vapor por unidad de masa de aire seco.

$$w = M_v/M_d = \rho_v/\rho_d$$

Y como por la ecuación de estado, $\rho_v = e/R_v T$, y $\rho_d = (p - e)/R_d T$, la última puede escribirse así

$$w = \epsilon \frac{e}{p - e} \approx \epsilon \frac{e}{p} \quad (2.12)$$

(d) Humedad específica, q , o masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo.

$$q = \rho_v / \rho = \frac{\rho_v}{\rho_a + \rho_v} = \varepsilon \frac{e}{p - (1 - \varepsilon)e} \approx \varepsilon \frac{e}{p} \quad (2.13)$$

Ejercicio 2.6. Si el aire contiene vapor de agua con una relación de mezcla de 5,5 g kg^{-1} y la presión total es de 1026,8 hPa, calcular la presión de vapor e .

La razón de mezcla de saturación y la humedad específica de saturación, designadas por w_s y q_s , vienen definidas por (2.12) y (2.13), en las que se ha sustituido e por e_s . Como $e_s = e_s(T)$, sucede que tanto w_s como q_s , son tan sólo funciones de la temperatura y presión, y no dependen del contenido de vapor en el aire. Todos los diagramas meteorológicos contienen "líneas de vapor", que en general son isoplejas de w_s .

(e) Humedad relativa, f , que es la relación entre la razón de mezcla y su valor de saturación, expresada en tanto por cien.

$$f = 100 \frac{w}{w_s} \approx 100 \frac{e}{e_s} \quad (2.14)$$

(f) Temperatura virtual, T_v , que es aquella temperatura a la que el aire seco tendría la misma densidad que la muestra de aire húmedo, a idéntica presión.

Para una muestra de aire de volumen V , a una presión total p y una presión de vapor e ,

$$\begin{aligned}
 p &= p_d + e = \rho_d \frac{R^*}{m_d} T + \rho_v \frac{R^*}{m_v} T \\
 &= \frac{R^* T}{V} \left[\frac{M_d}{m_d} + \frac{M_v}{m_v} \right] \\
 &= \rho R^* T \left[\frac{M_d}{m_d} + \frac{M_v}{m_v} \right] \frac{1}{M_d + M_v} \quad * \\
 &= \rho R' T \left[\frac{1 + w/\epsilon}{1 + w} \right].
 \end{aligned}$$

Este resultado indica que la ecuación de estado del aire seco puede aplicarse al aire húmedo, si incluimos el factor de corrección que figura dentro del corchete. Con objeto de tener en cuenta dicho factor de corrección, se introduce la temperatura virtual.

$$T_v = T \left[\frac{1 + w/\epsilon}{1 + w} \right] \approx T[1 + 0,6w] = \frac{T}{1 - \frac{e}{p}(1 - \epsilon)} \quad *$$

Como se dijo, la T_v es la temperatura que el aire seco necesitaría para tener la misma densidad del aire húmedo a la misma presión. Debido a que el aire húmedo es menos denso que el aire seco a la misma temperatura y presión, la temperatura virtual es siempre mayor a la temperatura real. Sin embargo, incluso para aire muy cálido y húmedo, la temperatura virtual excede la temperatura real por solamente algunos grados.

(g) El punto de rocío T_d es la temperatura a la cual el aire debe ser enfriado a presión constante para que se sature con respecto a una superficie plana de agua pura. En otras palabras, el punto de rocío es la temperatura a la cual la relación de mezcla de saturación w_s con respecto al agua líquida se hace igual a la relación de mezcla real w . De ello se desprende que la humedad relativa a temperatura T y presión p está dada por

$$RH = 100 \frac{w_s \text{ (at temperature } T_d \text{ and pressure } p)}{w_s \text{ (at temperature } T \text{ and pressure } p)}$$

Una simple regla práctica para la conversión de humedad relativa a la depresión del punto de rocío ($T - T_d$) para aire húmedo ($HR > 50\%$) es que T_d disminuye 1 °C por cada disminución del 5% en la humedad relativa (a partir de $T_d =$ temperatura de bulbo seco (T), donde la $HR = 100\%$).

Por ejemplo, si la RH es 85%, $T_d = T - \left(\frac{100 - 85}{5} \right)$ y la depresión del punto de rocío es $T - T_d = 3$ °C.

El *punto de congelación* se define como la temperatura a la cual el aire debe ser enfriado a presión constante para saturarlo con respecto a una superficie plana de hielo puro. La relación de mezcla de saturación y la humedad relativa con respecto al hielo se pueden definir de maneras análogas a sus definiciones con respecto al agua líquida. Cuando se usan los términos relación de mezcla y humedad relativa sin calificación son con respecto al agua líquida.

Ejercicio 3.8. *Aire a 1000 hPa y 18 °C tiene una relación de mezcla de 6 g kg⁻¹. ¿Cuáles son la humedad relativa y el punto de rocío del aire?*

En la superficie de la Tierra, la presión de vapor varía típicamente sólo un pequeño porcentaje en espacio y tiempo. Por lo tanto, el punto de rocío es un buen indicador del contenido de humedad del aire. En un clima cálido y húmedo, el punto de rocío es también un indicador conveniente del nivel de malestar humano. Por ejemplo, la mayoría de las personas comienzan a sentirse incómodas cuando el punto de rocío se eleva por encima de 20 °C, y el aire con un punto de rocío por encima de alrededor de 22 °C es generalmente considerado como extremadamente húmedo o "pegajoso".

Afortunadamente, puntos de rocío muy por encima de esta temperatura rara vez se observan incluso en los trópicos. A diferencia del punto de rocío (que depende sólo de w), la humedad relativa depende tanto de la temperatura del aire como de su contenido de humedad. En un día soleado la humedad relativa puede disminuir hasta en un 50% desde la mañana hasta la tarde sólo a causa de un aumento de la temperatura del aire. La humedad relativa no es un buen indicador del nivel de incomodidad humano. Por ejemplo, una humedad relativa de 70% puede sentirse bastante cómoda a una temperatura de 20 °C, pero podría causar molestias considerables a la mayoría de las personas a una temperatura de 30 °C.

Los puntos de rocío más altos ocurren en masas de agua cálida o superficies con vegetación de la cual el agua se está evaporando. En ausencia de mezcla vertical, el aire justo por encima de estas superficies se saturaría, por lo que el punto de rocío sería igual a la temperatura de la superficie subyacente. La saturación rara vez se logra sobre superficies calientes, pero en las regiones más cálidas de los océanos a veces se observan puntos de rocío superiores a 25 °C.

FIGURA 5
GRAFICO PSICROMETRICO
 TEMPERATURAS NORMALES
 PRESION ATMOSFERICA
 84,600 KPa
 ALTITUD : 1500 m

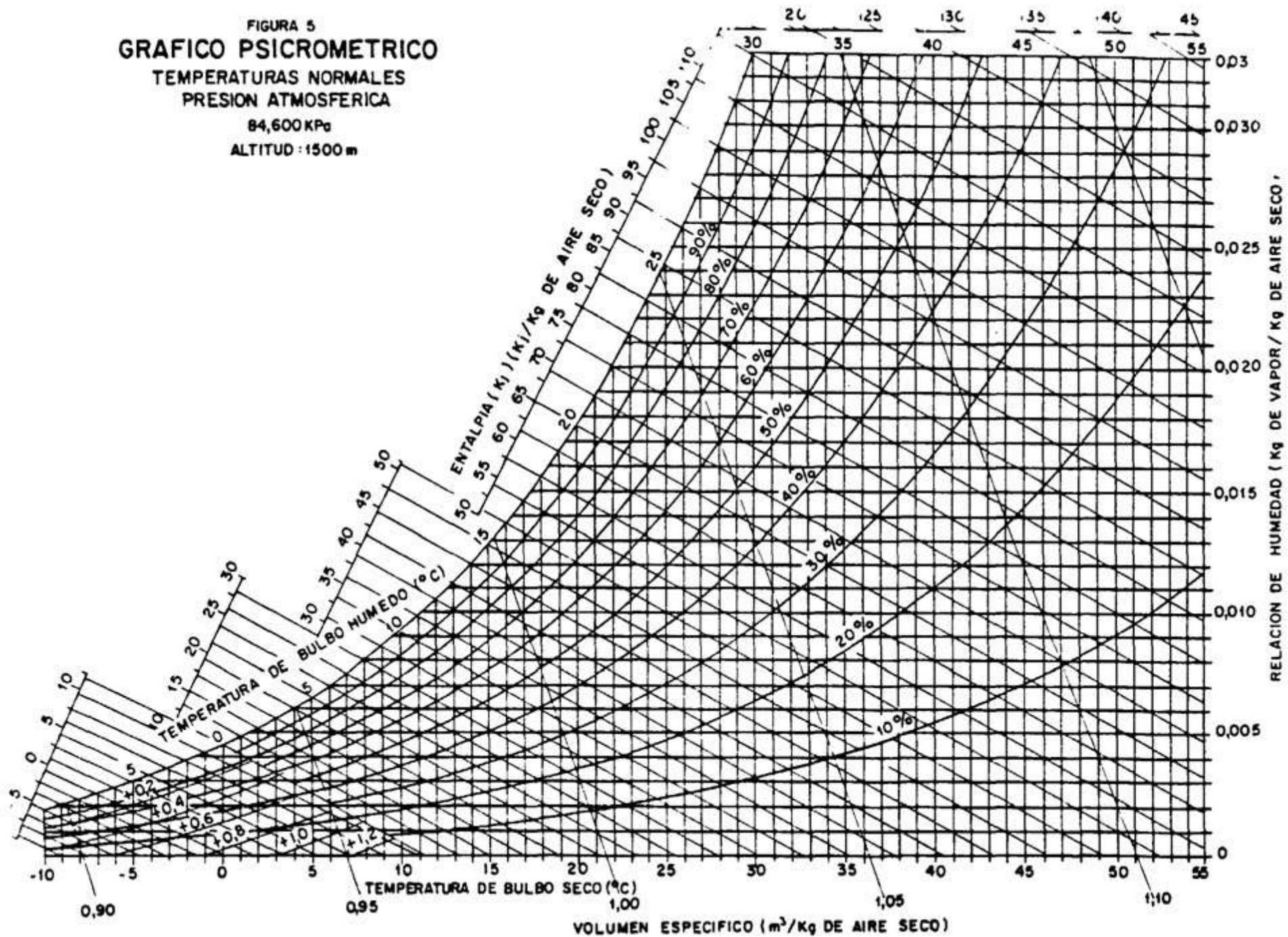


DIAGRAMA PSICROMETRICO

Temperatura bulbo seco (*C)

Humedad absoluta (g / Kg)

Humedad relativa (%)

Volumen Especifico (m³ / kg)

Entalpia (kcal / kg)

Factor de calor sensible FCS

PUNTO CENTRAL DEL DIAGRAMA

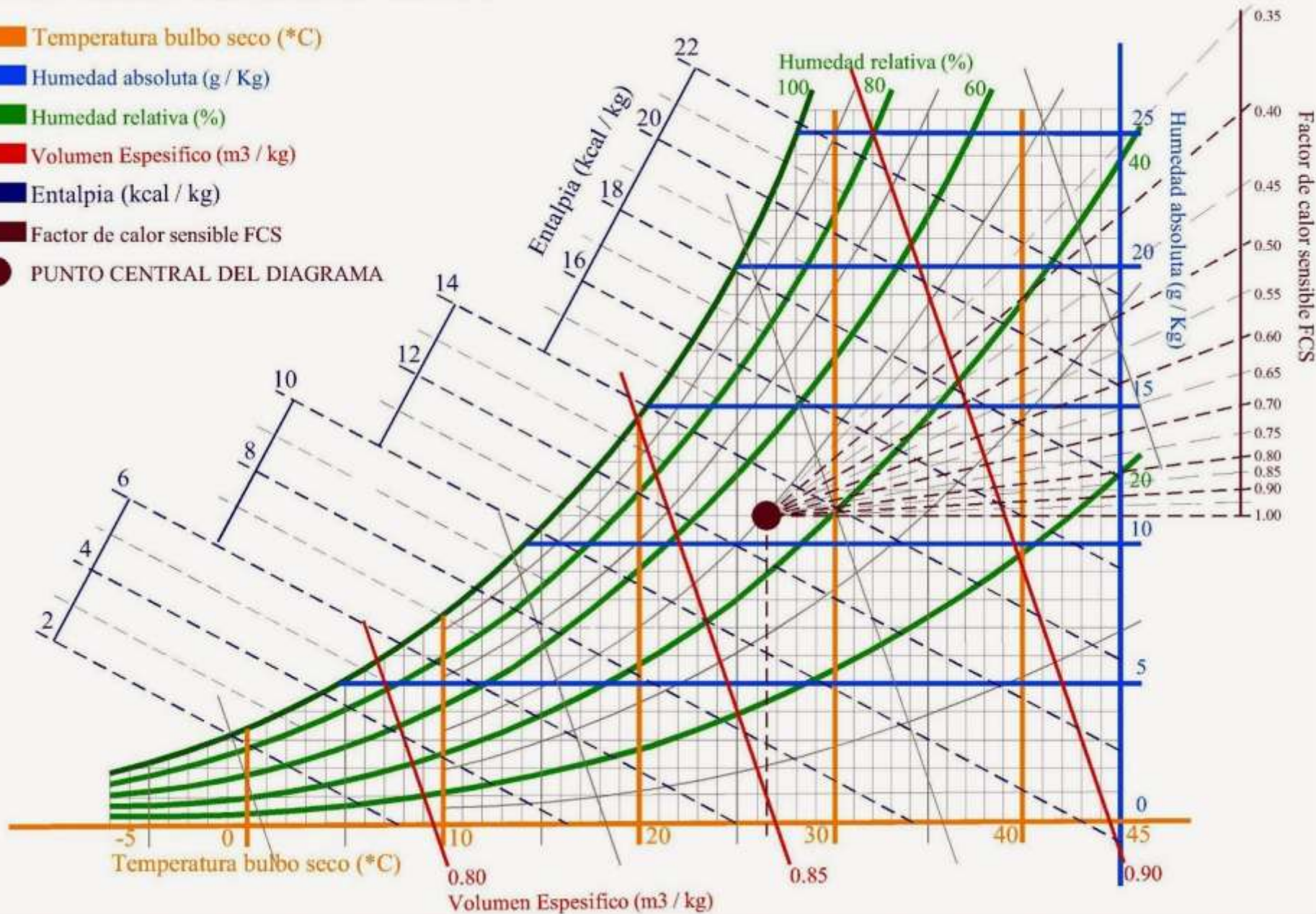


DIAGRAMA PSICROMETRICO

● PUNTO CENTRAL DEL DIAGRAMA

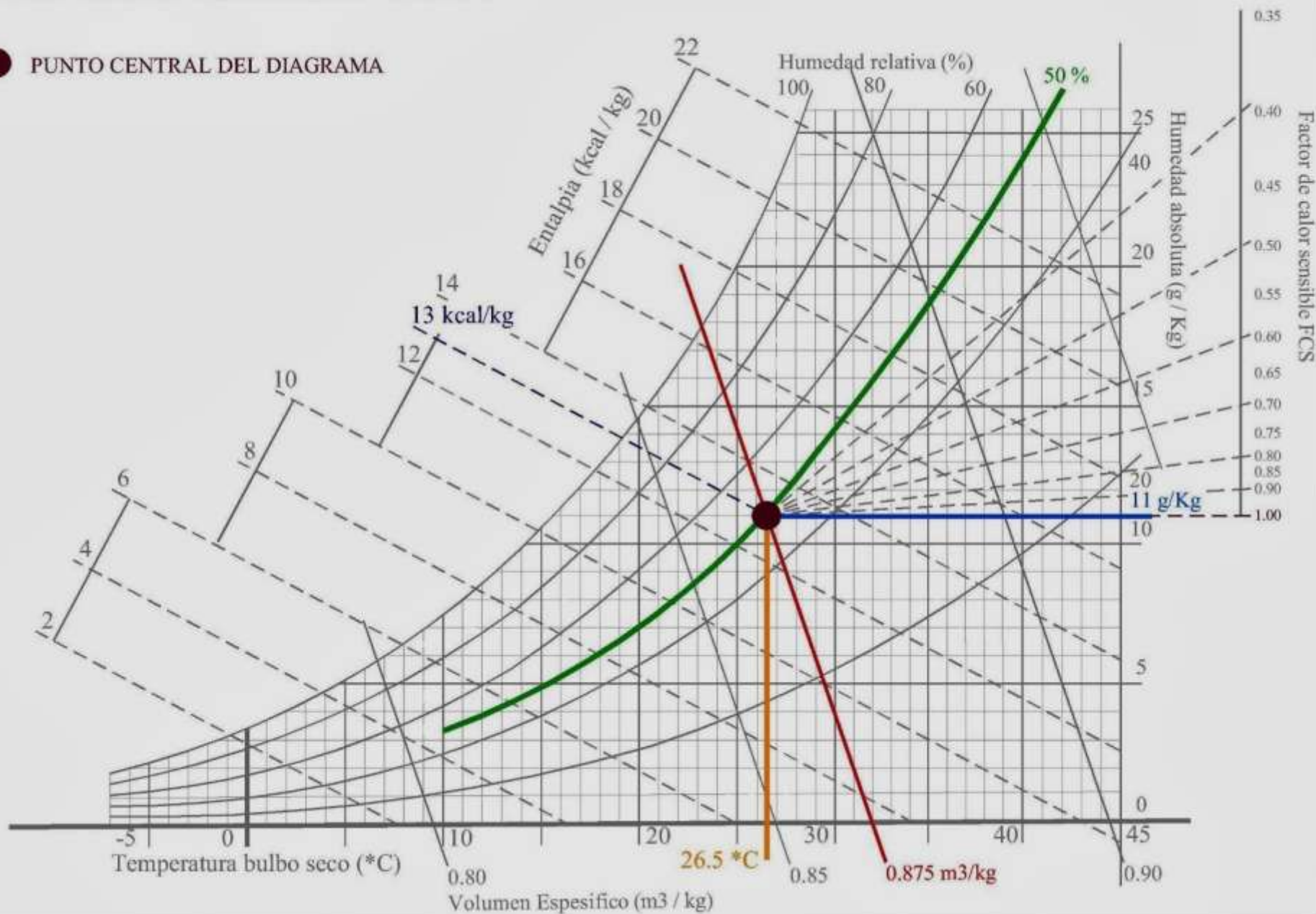
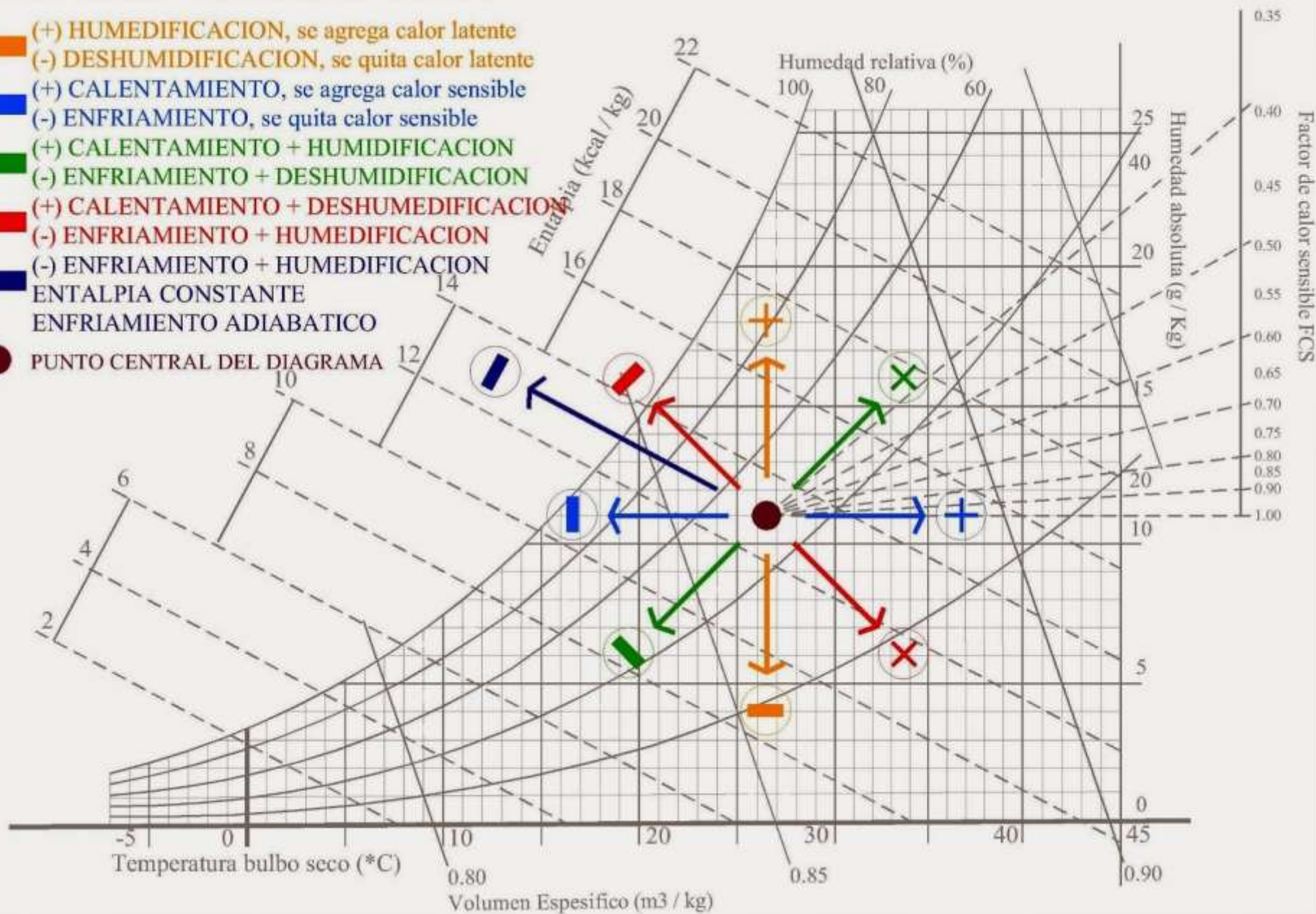


DIAGRAMA PSICROMETRICO

- (+) HUMEDIFICACION, se agrega calor latente
- (-) DESHUMIDIFICACION, se quita calor latente
- (+) CALENTAMIENTO, se agrega calor sensible
- (-) ENFRIAMIENTO, se quita calor sensible
- (+) CALENTAMIENTO + HUMEDIFICACION
- (-) ENFRIAMIENTO + DESHUMIDIFICACION
- (+) CALENTAMIENTO + DESHUMEDIFICACION
- (-) ENFRIAMIENTO + HUMEDIFICACION
- ENTALPIA CONSTANTE
- ENFRIAMIENTO ADIABATICO
- PUNTO CENTRAL DEL DIAGRAMA



1- UBICACION DE PUNTOS DE DISEÑO I Y E

● PUNTO I, CONDICIONES INTERIORES

TBS: 25 °C

HR: 50%

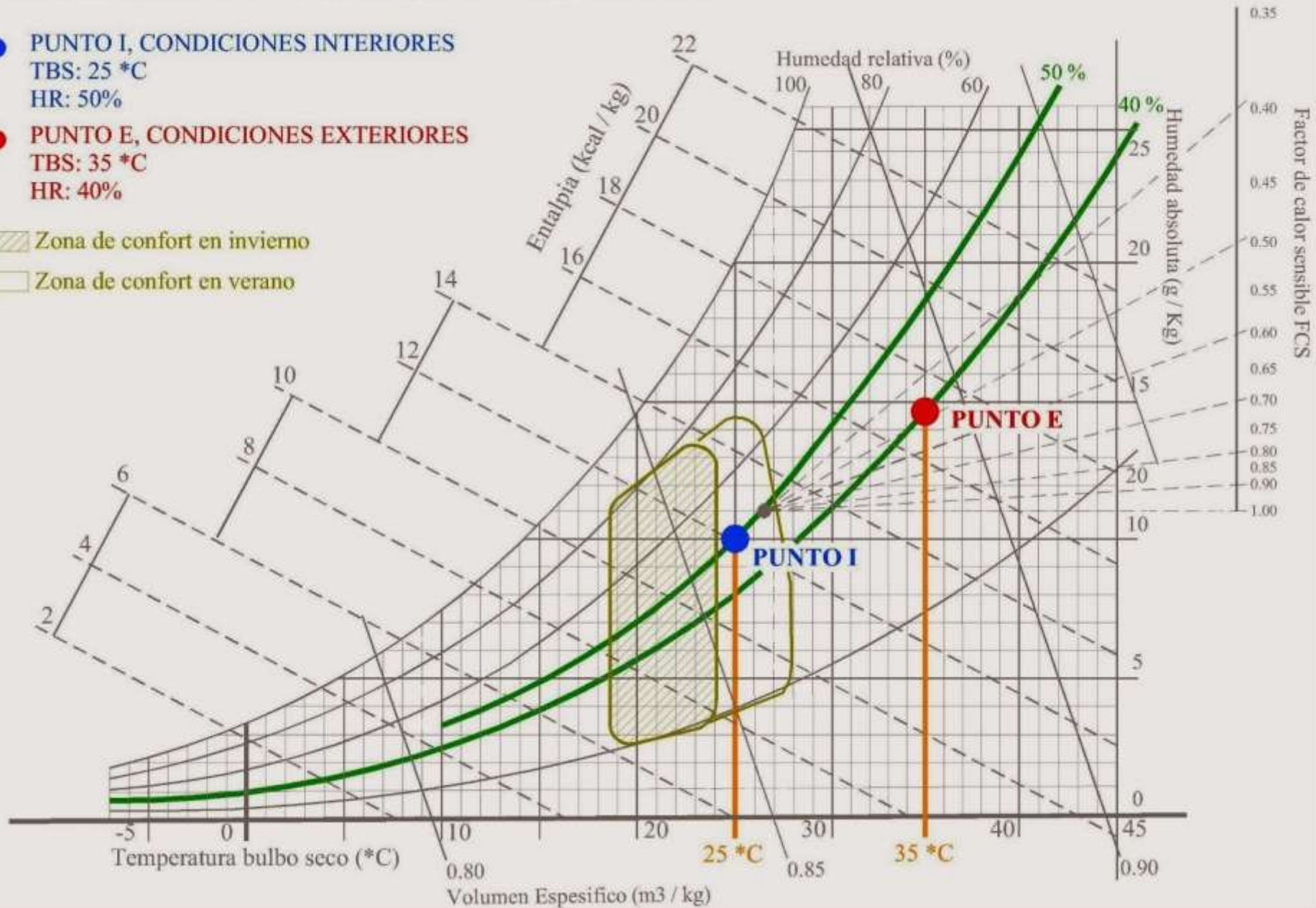
● PUNTO E, CONDICIONES EXTERIORES

TBS: 35 °C

HR: 40%

▨ Zona de confort en invierno

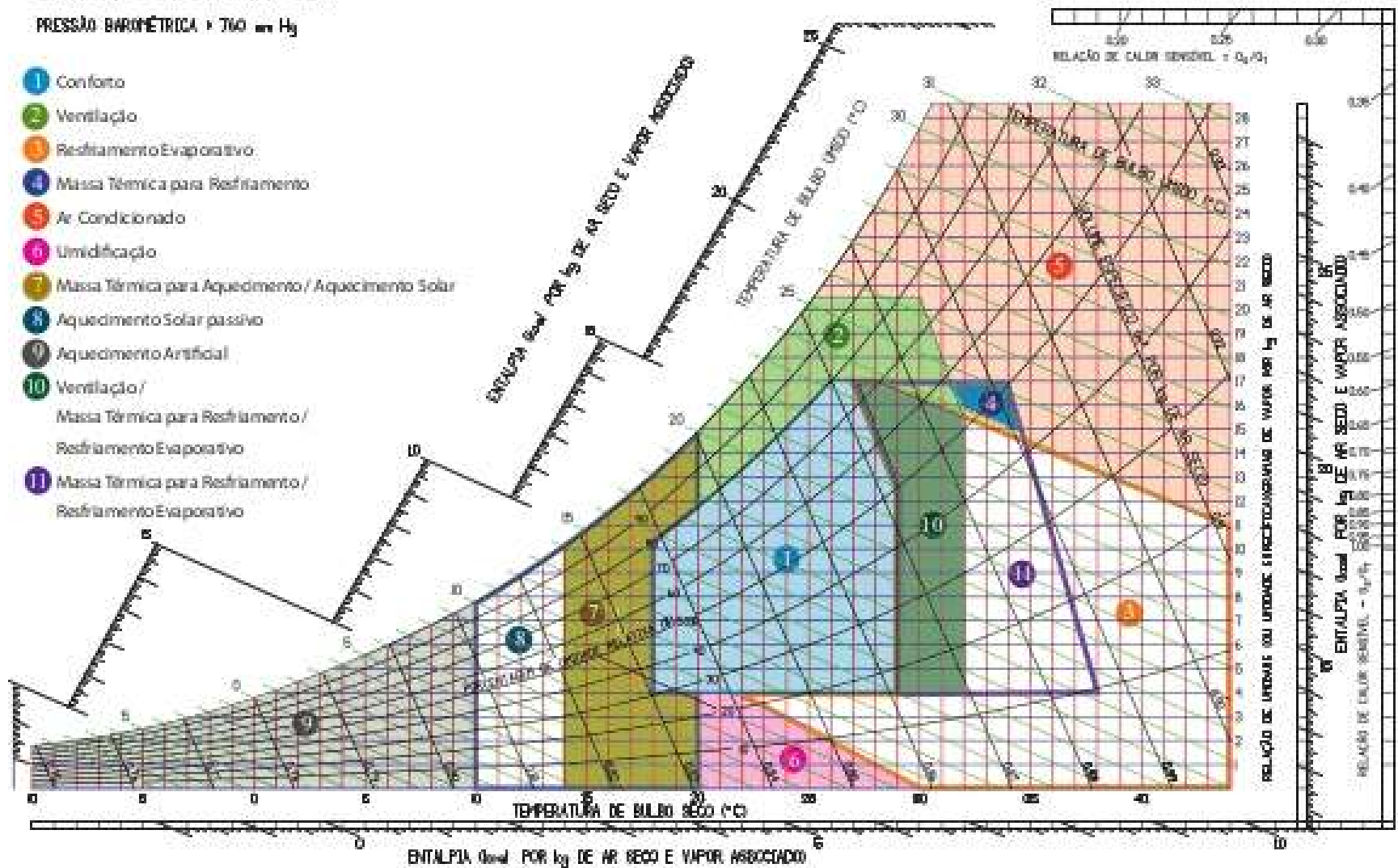
□ Zona de confort en verano



CARTA BIOCLIMÁTICA

PRESSÃO BAROMÉTRICA = 760 mm Hg

- 1 Conforto
- 2 Ventilação
- 3 Resfriamento Evaporativo
- 4 Massa Térmica para Resfriamento
- 5 Ar Condicionado
- 6 Umidificação
- 7 Massa Térmica para Aquecimento / Aquecimento Solar
- 8 Aquecimento Solar passivo
- 9 Aquecimento Artificial
- 10 Ventilação /
Massa Térmica para Resfriamento /
Resfriamento Evaporativo
- 11 Massa Térmica para Resfriamento /
Resfriamento Evaporativo



Termodinámica del aire húmedo no saturado

(a) Constante del gas

La ecuación de estado del aire seco podrá ser aplicada al aire húmedo, con la formalidad de sustituir T por T_v . Así pues:

$$p\alpha = R' T_v \quad (2.16)$$

es una ecuación del estado general, aplicable al aire seco y al húmedo. Con frecuencia, la diferencia entre la temperatura real y la virtual puede ser despreciada.

La ecuación de estado para el aire húmedo también puede escribirse de esta otra forma

$$p\alpha = R_m T, \quad (2.17)$$

donde R_m es la constante particular de los gases, para el aire húmedo, y que depende de la razón de mezcla de acuerdo con la relación

$$R_m = R'[1 + 0,6w]. \quad (2.18)$$

Naturalmente, las (2.16) y (2.17) son equivalentes; no difieren más que en la forma escogida para aplicar el factor de corrección.

(b) *Calor específico*

Para determinar c_{vm} , calor específico a volumen constante, del aire húmedo, vamos a considerar la adición de calor a una muestra de aire que consta de un gramo de aire seco más w gramos de vapor de agua.

$$(1 + w)dq = c_v dT + w c_{vv} dT, \quad *$$

donde, c_v y c_{vv} , son, respectivamente, los calores específicos del aire seco y del vapor. Esto muestra que:

$$c_{vm} = \left(\frac{dq}{dT} \right) = c_v \left[\frac{1 + wr}{1 + w} \right],$$

donde

$$r = c_{vv}/c_v = 1,35/0,717 \approx 1,9.$$

Y por tanto

$$c_{vm} \approx c_v [1 + 0,9w]. \quad (2.19)$$

De la misma forma puede demostrarse que el calor específico, a presión constante, para el aire húmedo es:

$$c_{pm} \approx c_p [1 + 0,8w]. \quad (2.20)$$

Combinando la (2.18) con la (2.20), encontraremos que el exponente de la ecuación de Poisson (1.23), para los procesos adiabáticos del aire húmedo, es:

$$\frac{R_m}{c_{pm}} \approx k [1 - 0,2w]. \quad (2.21)$$

Debido a que w es del orden de 10^{-2} , o inferior, con frecuencia puede prescindirse del factor de corrección en las (2.18)-(2.21).

Formas de alcanzar la saturación

Una muestra de aire húmedo puede experimentar una serie de procesos que conducen a la saturación. Algunos son de importancia teórica y dan lugar a la introducción de ciertas temperaturas para expresar el contenido de vapor existente.

(a) Temperatura del punto de rocío, T_d , es aquella temperatura a la cual debe ser enfriado el aire húmedo, manteniendo constantes p y w , con objeto de que alcance justamente la saturación respecto al agua. (Análogamente puede definirse el punto, o temperatura, de escarcha, cuando la saturación sea respecto al hielo.) Naturalmente, en el punto de rocío, la razón de mezcla de saturación es igual a la razón de mezcla del aire húmedo: $w = w_s(T_d)$.

(b) Temperatura del termómetro húmedo, T_w , que es la temperatura hasta la cual puede ser enfriado el aire por evaporación de agua en el mismo, a presión constante, hasta que se alcanza la saturación. (Adviértase que w no se mantiene constante, de modo que, en general, $T_d \neq T_w$.)

Consideremos una muestra de aire húmedo que consta de un gramo de aire seco y w gramos de vapor de agua. La primera ley de la termodinámica, aplicada a esta muestra, en un proceso isobárico, resulta ser (según 2.20):

$$dq = c_p dT [1 + 0,8 w]$$

En la evaporación de dw gramos de agua, se produce una pérdida de calor dada por

$$(1 + w)dq = -Ldw$$

y en consecuencia

$$c_p dT = -Ldw \left(\frac{1}{1+w} \right) \left(\frac{1}{1+0,8w} \right) \approx -Ldw [1 - 1,8w].$$

El factor de corrección, generalmente, puede ser despreciado y

$$c_p dT = -Ldw, \tag{2.22}$$

resultado que nos describe el proceso que tiene lugar en el termómetro húmedo.

Si no tenemos en cuenta la ligera dependencia de L , respecto a la temperatura, la ecuación anterior puede integrarse y conduce a:

$$\frac{T - T_w}{w_s - w} = \frac{L}{c_p} \quad *$$

(2.23)

En consecuencia, la temperatura del termómetro húmedo puede expresarse en función de la temperatura y la razón de mezcla; w_s es la razón de mezcla de saturación a la temperatura T_w .

(c) Temperatura equivalente, T_e , es la temperatura que alcanzaría una muestra de aire húmedo, si todo su contenido de vapor de agua se condensara, a presión constante. De la (2.23) puede deducirse una expresión para T_e , haciendo $w_s = 0$ (razón de mezcla final) y $T_w = T_e$, y nos quedará:

$$T_e = T + \frac{Lw}{c_p} \quad *$$

(2.24)

(d) Temperatura de condensación isoentrópica, T_c , que es la temperatura para la cual se alcanzaría la saturación, en una muestra de aire húmedo adiabáticamente enfriada, a w constante. Esta temperatura resulta fácilmente comprensible con la ayuda de un diagrama termodinámico (fig. 2.2).

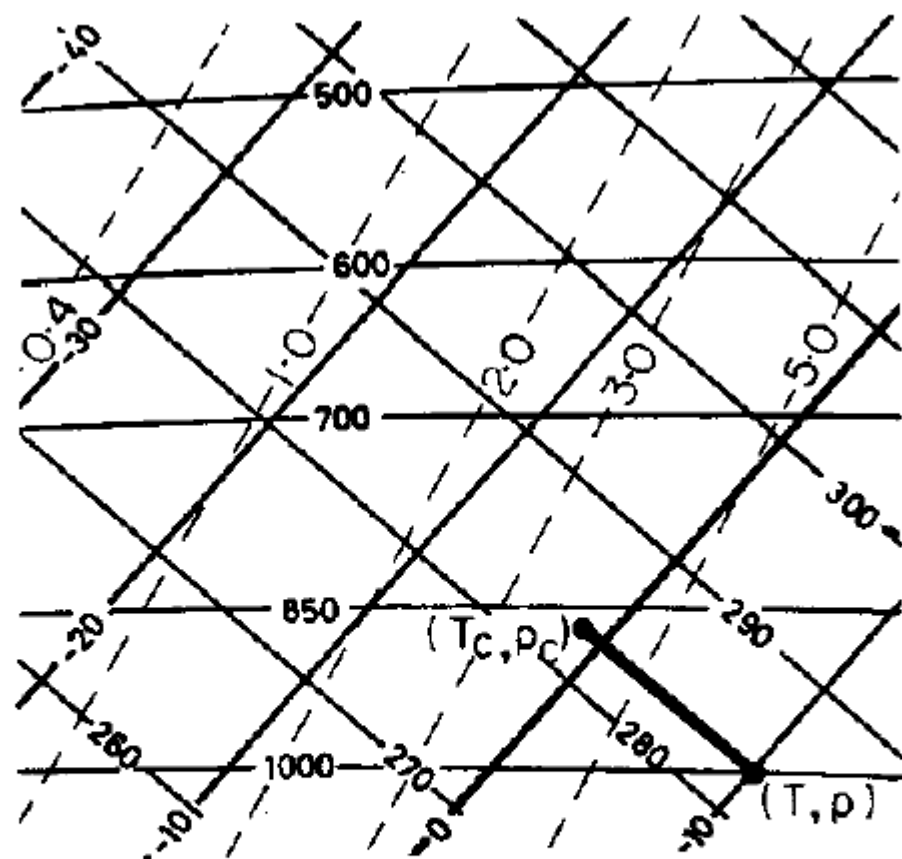


FIG. 2.2. Presión y temperatura de condensación isoentrópica, en un tefigráfico. Las líneas de trazos son las de razón de mezcla de saturación, acotadas en gramos/kilogramo. En el ejemplo indicado, la muestra de aire está a 10 °C y 1000 mb, tiene una razón de mezcla de 4 g/kg, con una temperatura de condensación isoentrópica de -1 °C y una presión de condensación isoentrópica de 870 mb.

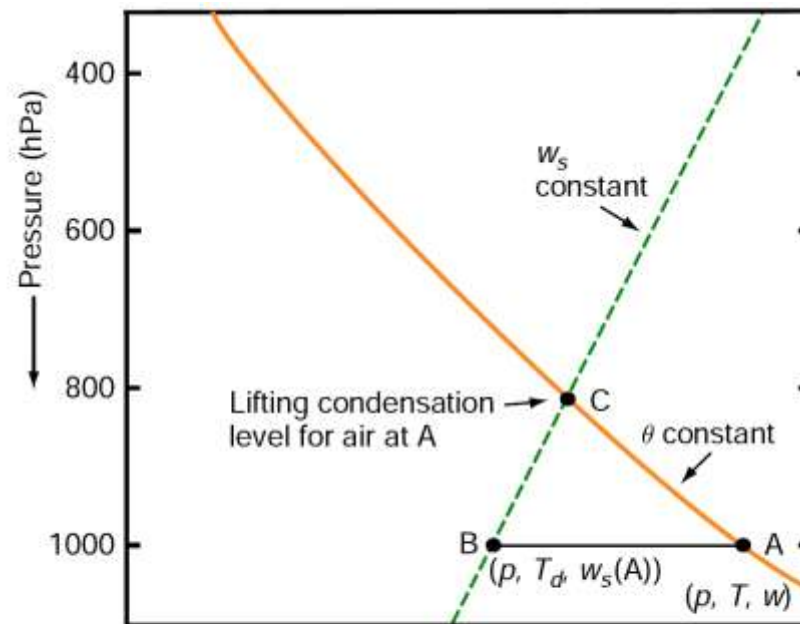


Fig. 3.10 The lifting condensation level of a parcel of air at A, with pressure p , temperature T , and dew point T_d , is at C on the skew $T - \ln p$ chart.

En el estado inicial las coordenadas del aire son (T, p) , con una razón de mezcla w ; se enfría adiabáticamente hasta que su adiabática corta a la línea de vapor, definida por $w_s = w$; la presión, en este punto de intersección, se denomina presión de condensación isoentrópica y la temperatura es T_c .

En realidad, no es evidente que la condensación se produzca tan pronto como se alcanza la saturación; la experiencia demuestra que con frecuencia tal retraso se observa en la atmósfera, por cuyo motivo hablaremos indistintamente de punto de condensación o de saturación.

Procesos pseudoadiabáticos

Cuando, tras de alcanzarse el punto de condensación isoentrópica, la expansión continúa, se produce la condensación y el calor latente desprendido tiende a calentar el aire; en consecuencia, la temperatura disminuirá, con la presión, a un ritmo más lento después de la condensación, respecto al que venía haciéndolo antes. Para calcular, en este proceso, la dependencia de la T con la p , es preciso hacer algunas suposiciones, en relación al agua condensada. ¿Queda en el aire, en forma de gotitas nubosas o precipita? ¿A temperaturas inferiores a los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, el producto de la condensación es agua o hielo? Todas estas cuestiones son analizadas en los textos clásicos de meteorología dinámica, y resulta ser que la dependencia de T con la presión, no viene afectada significativamente por la elección del supuesto. En consecuencia, tan sólo describiremos aquí el caso más sencillo, el denominado *proceso pseudoadiabático*, en el cual se supone que el producto condensado es agua y que ésta precipita inmediatamente. Es el más sencillo, debido a que el contenido calorífico del material condensado no tendrá que ser tenido en cuenta al calcular los cambios de temperatura del aire; además, con ello nos evitamos la cuestión de averiguar a qué temperatura podría ser importante la sublimación.

Consideremos una muestra de aire saturado que contiene un gramo de aire seco y w_s gramos de vapor de agua; supongamos que su presión varía en dp ; la temperatura variará en dT y al mismo tiempo tendrá lugar la correspondiente variación, dw_s , del contenido de vapor.

Ahora vamos a obtener una ecuación que describe cómo la temperatura varía con la presión en condiciones de ascenso o descenso adiabático saturado.

De la ecuación de estado y la 1ra ley:

$$\left. \begin{array}{l} p\alpha = RT \\ dq = c_p dT - \alpha dp \end{array} \right\} \frac{dq}{T} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p}$$

y reemplazando $dq = -L_v dw_s$ obtenemos la ecuación

$$\boxed{-\frac{L_v dw_s}{T} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p}} \quad (2.25)$$

descripción matemática del proceso pseudoadiabático; esta fórmula es la base de todas las líneas “pseudoadiabáticas” que se trazan en los diagramas termodinámicos.

Además en la eq. (1.26) vimos que:

$$c_p \frac{d\theta}{\theta} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p}$$

y por lo tanto, igualando con (2.25):

$$-\frac{L_v}{c_p T} dw_s = \frac{d\theta}{\theta}$$

Del Ejercicio 2.52 sabemos que $\frac{L_v}{c_p T} dw_s \simeq d\left(\frac{L_v w_s}{c_p T}\right)$ y entonces:

$$-d\left(\frac{L_v w_s}{c_p T}\right) \simeq \frac{d\theta}{\theta}$$

Integrando esta expresión obtenemos:

$$-\frac{L_v w_s}{c_p T} \simeq \ln \theta + \text{constant}$$

y podemos definir la constante de integración de modo que :

$$\theta \xrightarrow[\frac{w_s}{T} \rightarrow 0]{} \theta_e$$

y entonces: $-\frac{L_v w_s}{c_p T} \simeq \ln \left(\frac{\theta}{\theta_e}\right)$ ó

$$\theta_e \simeq \theta \exp\left(\frac{L_v w_s}{c_p T}\right)$$

**Temperatura
Potencial
Equivalente**

Se puede considerar que θ_e es la temperatura potencial θ de una masa de aire cuando todo el vapor de agua se ha condensado de modo que su relación de mezcla de saturación w_s es cero.

Por lo tanto, recordando la definición de θ , la temperatura potencial equivalente de una parcela de aire se puede obtener como sigue: se expande la parcela de aire (es decir, se eleva) pseudoadiabáticamente hasta que todo el vapor se ha condensado, liberando su calor latente, y eliminado; luego el aire seco se comprime adiabáticamente a la presión de referencia de 1000 hPa, en cuyo punto se alcanzará la temperatura θ_e . (Si el aire no está saturado inicialmente, w_s y T son la relación de la mezcla y la temperatura en el punto donde el aire se satura primero después de haber sido levantado por una adiabática seca, T_c).

Hemos visto que la temperatura potencial es una magnitud que se conserva en transformaciones adiabáticas. La temperatura potencial equivalente se conserva durante ambos procesos adiabáticos, secos y saturados.

En la figura 2.3 se ilustra el proceso de expansión pseudoadiabática; en una expansión adiabática, la temperatura disminuye, según una adiabática seca, hasta alcanzar el punto de condensación isoentrópica, P . Si continúa la expansión, va acompañada del desprendimiento del calor latente, y el descenso de temperatura prosigue, en adelante, a lo largo de la pseudoadiabática que pasa por P .

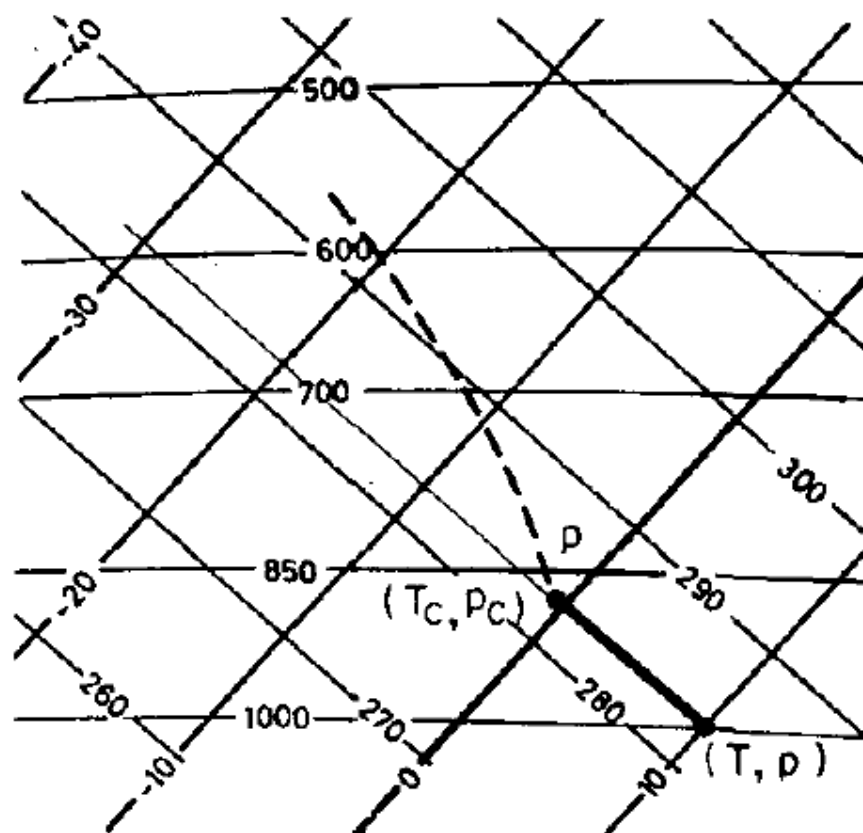


FIG. 2.3. Tefigrama con pseudoadiabática.

Con referencia a la figura última, cabe definir algunas nuevas temperaturas especiales:

(a) Temperatura adiabática del termómetro húmedo, T_{s_w} , que se obtiene siguiendo, a partir de P , hacia abajo, la pseudoadiabática hasta la presión inicial; el resultado es, dentro de unos $\pm 0,5$ °C, la temperatura del termómetro húmedo definida por (2.23).

(b) Temperatura potencial del termómetro húmedo, θ_w , definida por la intersección de la pseudoadiabática que pasa por P , con la isobara $p = 1000$ mb.

(c) Temperatura equivalente (definición adiabática), T_e , obtenida siguiendo, a partir de P , hacia arriba, la pseudoadiabática, hasta una presión muy baja, con lo cual todo el vapor de agua se habrá condensado, y eliminado, y luego regresando a la presión original, a lo largo de una adiabática seca. Esta temperatura se deduce por integración de (2.25), desde la temperatura inicial T hasta la final T_e ; puede demostrarse, que aproximadamente, es

$$T_e = T \exp \left[\frac{Lw_s}{c_p T_c} \right]. \quad (2.26)$$

El valor de T_e , resulta ser, prácticamente, el mismo, tanto si lo determinamos gráficamente, como a partir de (2.26) o (2.24).

Muchas de las relaciones discutidas en esta sección son expresadas en el siguiente teorema, conocido como la *regla de Normand*, que es sumamente útil en muchos cálculos involucrados en los diagramas aerológicos. La regla de Normand dice que sobre un diagrama aerológico el *nivel de condensación por ascenso* de una parcela de aire se ubica en la intersección de:

1. la línea de temperatura potencial que pasa por el punto ubicado por la temperatura y la presión de la parcela de aire,
2. la línea de temperatura potencial equivalente (i.e., la pseudoadiabática) que pasa por el punto ubicado por la temperatura de bulbo húmedo y la presión de la parcela de aire, y
3. la línea de relación de mezcla de saturación que pasa por el punto ubicado por el punto de rocío y la presión de la parcela de aire.

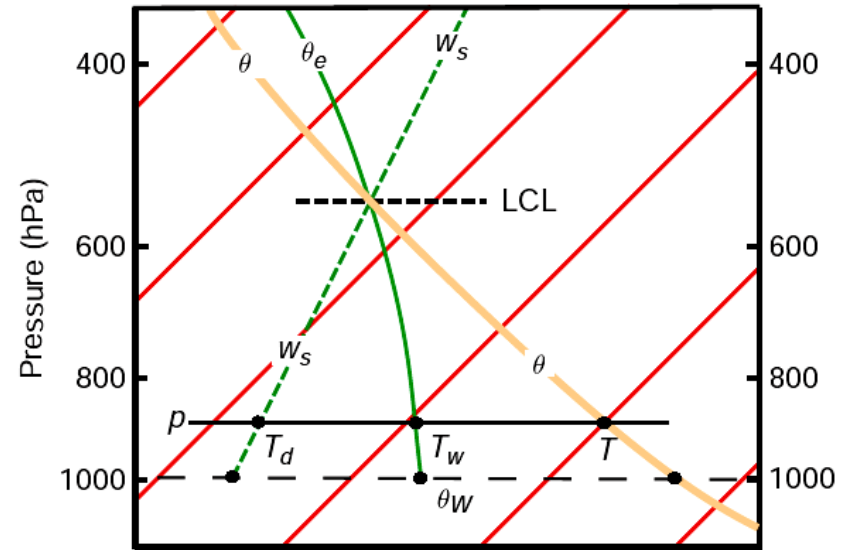


Fig. 3.11 Illustration of Normand's rule on the skew $T - \ln p$ chart. The orange lines are isotherms. The method for determining the wet-bulb temperature (T_w) and the wet-bulb potential temperature (θ_w) of an air parcel with temperature T and dew point T_d at pressure p is illustrated. LCL denotes the lifting condensation level of this air parcel.

Efecto neto de un ascenso seguido de un descenso

Cuando una parcela de aire es levantada por encima de su LCL con la consecuente condensación y si el agua condensada es removida en forma de precipitación, el calor latente liberado en el aire durante este proceso será conservado por el aire si la parcela regresa a su nivel original.

Los efectos del ascenso saturado unido al descenso adiabático son:

- i. aumentos netos de la temperatura y la temperatura potencial de la parcela;
- ii. un decrecimiento en el contenido de humedad (indicado por los cambios en la relación de mezcla, la humedad relativa, el punto de rocío, o la temperatura de bulbo húmedo); y,
- iii. ningún cambio en la temperatura potencial equivalente o en la temperatura potencial de bulbo húmedo, que son cantidades que se conservan para parcelas de aire que pasan por procesos tanto secos como saturados.

Ejercicio 2.10. Una parcela de aire en 950 hPa tiene una temperatura de 14 °C y una relación de mezcla 8 g kg⁻¹. ¿Cuál es la temperatura potencial de bulbo húmedo del aire? La parcela es elevada al nivel de 700 hPa por el paso sobre una montaña y el 70% de su vapor de agua condensado por la subida es retirado por precipitación. Determine la temperatura, la temperatura potencial, relación de mezcla, y temperatura potencial de bulbo húmedo de la parcela de aire después de que ha descendido al nivel 950 hPa del otro lado de la montaña.