TERMODINÁMICA DE LA ATMÓSFERA
Parte III

Dr. Manuel A. Leiva G

@manleiva

manleiva@uchile.cl
manleiva@me.com

1

TERMODINÁMICA DE LA ATMÓSFERA
Parte III

- Composición de la atmósfera terrestre
- Estructura de la atmósfera terrestre
- Unidades y magnitudes más relevantes
- Unidades de Concentración
- Concepto de parcela de aire
- Flotabilidad en la atmósfera
- Variación de la Presión con la altitud
- Aplicaciones de la ley barométrica
- La Temperatura de la Atmósfera
- Variación de la temperatura y la presión con la altura
- Estabilidad atmosférica
- Geopotencial
- Termodinámica del aire húmedo

2

Geopotencial: Definición

Se entiende por geopotencial "la energía potencial que posee un cuerpo en virtud de hallarse en el campo de gravitación terrestre, referido a un nivel arbitrario o cero, que se toma correspondiendo con el nivel medio del mar. Numéricamente es igual al trabajo que habría que realizar contra la gravedad para elevar la unidad de masa desde el nivel medio del mar hasta el lugar en el que está situada la masa"

3

Geopotencial: Definición

Por definición, la energía de un cuerpo es su capacidad para desarrollar un trabajo y, en ese sentido, la cantidad total de energía almacenada en un objeto (su energía interna) determina la cantidad de trabajo que ese objeto puede realizar.

En tanto esa energía que no se pone en funcionamiento para la realización de trabajo constituye sólo lo que se denomina como energía potencial porque, en efecto, es sólo un potencial que en un momento determinado puede ponerse en movimiento.

4

Geopotencial: Definición

Las unidades del geopotencial son J kg^{-1} o $m^2 s^{-2}$.

La fuerza en newton que actúa sobre un kg a una altura z sobre el nivel del mar es numéricamente igual a g

Se define como:

$$d\Phi \equiv g dz \equiv -\alpha dP$$

5

Geopotencial: Definición

En meteorología es de particular interés la diferencia de geopotencial entre dos superficies geopotenciales, se llama "espesor geopotencial" o simple % espesor, y es:

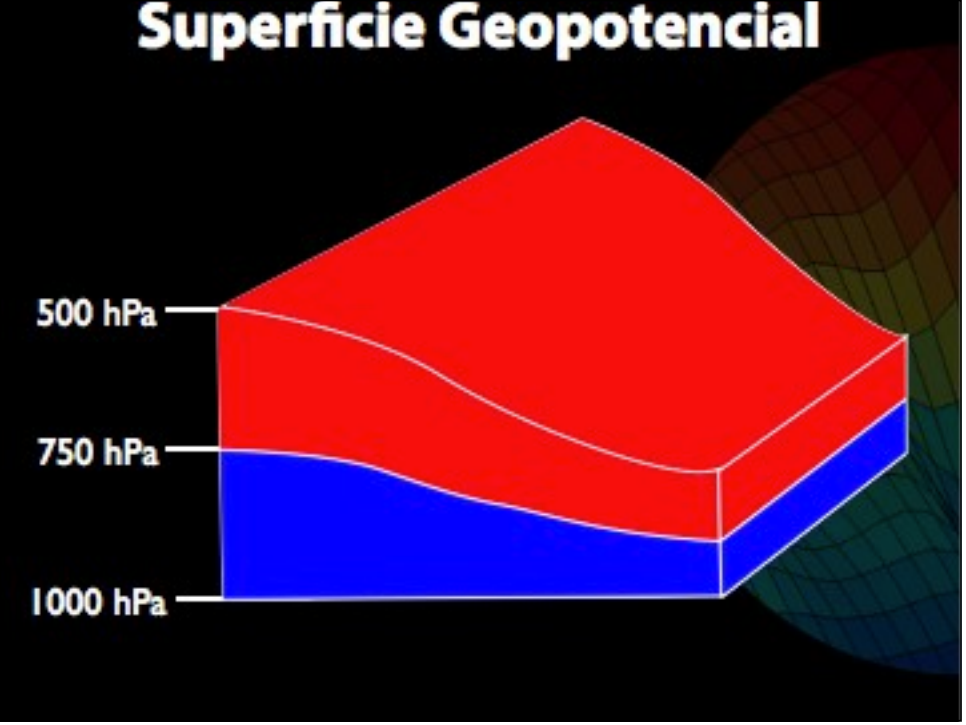
$$\Phi(Z_2) - \Phi(Z_1) = \int_{Z_1}^{Z_1} g\, dZ$$

Se define que $\Phi(Z=0)=0$

El geopotencial en un punto particular en la atmósfera sólo depende de la altura de ese punto.

6

Superficie Geopotencial



7

La ecuación de estado de un gas ideal

La ecuación que describe la relación entre la presión, el volumen, la temperatura y la cantidad de materia de un gas ideal es:

$$PV = nRT$$

8

La ecuación de estado de un gas ideal

$$\rho = \frac{PM_i}{RT}$$

9

La ecuación de estado de un gas ideal

$$P\alpha = RT$$

$$\alpha = \frac{1}{\rho}$$

es el volumen especifico, es decir, el volumen ocupado por un kg de gas a P y T.

10

La ecuación de estado de un gas ideal

si $k = \frac{R}{A_v}$

entonces $P = n_0 kT$

donde n_0 es el numero de moléculas por unidad de volumen

11

La ecuación de estado de un gas ideal

Así para un volumen de aire seco la presión y la temperatura de forma análoga pueden ser representadas por la ecuación

$$P_D \alpha_D = R_D T$$

Donde R_D es la contante de los gases para 1 kg de aire seco.

12

La ecuación de estado de un gas ideal

Por analogía la masa molar del aire seco será entonces:

$$M_D = \frac{\sum_i m_i}{\sum_i \frac{m_i}{M_i}}$$

Donde m_i y M_i representan la masa en gramos y la masa molar del constituyente i-esimo de la mezcla de aire.

13

La ecuación de estado de un gas ideal

La masa molar aparente del aire seco es:

$$M_D = 28{,}97 \text{ g mol}^{-1}$$

Cambiando unidades, por lo tanto:

$$R_D = 1000\frac{R}{M_d} = 1000\frac{8{,}3145}{28{,}97} = 287{,}0 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

14

La ecuación de estado de un gas ideal

Aplicando la ley de Dalton, para el vapor de agua tenemos que la presión es:

$$P_v \alpha_v = R_v T$$

Donde P_v, α_v, R_v son la presión, el volumen especifico y la constante de los gases para 1 kg de vapor de agua.

15

La ecuación de estado de un gas ideal

De modo que la masa molar aparente será:

$$M_v = 18{,}016 \text{ g mol}^{-1}$$

y R_v será:

$$R_v = 1000 \frac{R}{M_w} = 1000 \frac{8{,}3145}{18{,}016} = 461{,}51 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

16

La ecuación de estado de un gas ideal

Finalmente:

$$\frac{R_d}{R_v} = \frac{M_w}{M_d} \equiv \varepsilon = 0{,}622$$

Dado que el aire es una mezcla de gases, que obedece a la ley de Dalton de las presiones parciales. La presión parcial de un gas es la presión que ejercería a la misma temperatura que la mezcla si solo ocuparon todo el volumen que ocupa la mezcla.

17

La ecuación de estado de un gas ideal

El aire húmedo tiene un menor peso molecular aparente que el aire seco.

$$\varepsilon = 0{,}622$$

18

La ecuación de estado de un gas ideal: Problemas a resolver

Si a 0 ° C la densidad del aire seco es 1,275 kg m^{-3} y la densidad de vapor de agua por sí sola es 4,770x10 $^{-3}$ kg m^{-3}, ¿cuál es la presión total ejercida por una mezcla de aire seco y vapor de agua a 0 ° C?

19

La ecuación de estado de un gas ideal: Problemas a resolver

Si a 0 ° C la densidad del aire seco es 1,275 kg m^{-3} y la densidad de vapor de agua por sí sola es 4,770x10 $^{-3}$ kg m^{-3}, ¿cuál es la presión total ejercida por una mezcla de aire seco y vapor de agua a 0 ° C?

$$P_D = \frac{1}{\alpha_D} R_D T = \rho_D R_D T$$

$$P_D = 1{,}275 \text{ kg m}^{-3} 287{,}0 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1} 273 \text{ K}$$

$$P_D = 999{,}7 \text{ hPa}$$

$$P_v = \frac{1}{\alpha_v} R_v T = \rho_v R_v T$$

$$P_v = 4{,}770 \text{ kg m}^{-3} 461{,}5 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1} 273 \text{ K}$$

$$P_v = 6{,}014 \text{ hPa}$$

$$P = (999{,}7 + 6{,}014) \text{ hPa} = 1005{,}714 \text{ hPa}$$

20

Temperatura Virtual

La constante de los gases para 1 kg de aire húmedo es mayor que para 1 kg de aire seco. Sin embargo, en lugar de utilizar una constante de gas para el aire húmedo, el valor exacto de la cual dependerá de la cantidad de vapor de agua en el aire (que varía considerablemente), es conveniente mantener la constante de gas para el aire seco y el uso de una temperatura ficticia (llamada la temperatura virtual) en la ecuación del gas ideal.

21

Temperatura Virtual

Consideremos un volumen V del aire húmedo a la temperatura T y a una presión P total que contiene la masa m_D de aire seco y m_v masa de vapor de agua. La densidad del aire húmedo viene dada por

$$\rho = \frac{m_d + m_v}{V} = \rho'_d + \rho'_v$$

dónde ρ'_d es la densidad que la masa de aire seco tendría si ocupara solo todo el volumen V y ρ'_v es la densidad que la masa de vapor de agua tendría si solo ocupa todo el volumen V. Podemos llamar a estas densidades: densidades parciales.

22

Temperatura Virtual

Aplicando la ecuación del gas ideal y de Dalton:

Presión humedad

$$e = \rho_v' R_v T$$

Presión Aire seco

$$P_d' = \rho_d' R_d T$$

Presión del aire

$$P = P_d' + e$$

23

Temperatura Virtual

Combinando las cuatro ecuaciones anteriores

$$\rho = \frac{P - e}{R_d T} + \frac{e}{R_v T}$$

$$\rho = \frac{P}{R_d T}\left[1 - \frac{e}{P}(1 - \varepsilon)\right]$$

$$\frac{R_d}{R_v} = \frac{M_v}{M_d} = \varepsilon = 0{,}622$$

24

Temperatura Virtual

La ultima ecuación puede ser re-escrita como

$$P = \rho R_d T_v$$

Donde la temperatura virtual es definida como:

$$T_v = \frac{T}{1 - \frac{e}{P}(1-\varepsilon)}$$

$$\frac{R_d}{R_v} = \frac{M_v}{M_d} = \varepsilon = 0{,}622$$

25

Temperatura Virtual

La temperatura virtual (T_v) es la temperatura a la cual el aire seco tiene la misma densidad que el aire húmedo a una presión dada. En otras palabras, dos muestras de aire con la misma temperatura virtual tienen la misma densidad, independientemente de su verdadera temperatura o humedad relativa.

26

Temperatura Virtual

Debido a que el vapor de agua es menos denso que el aire seco y el aire cálido es menos denso que el aire frío, la temperatura virtual siempre es mayor o igual a la temperatura real.

Note que como la razón de mezcla de saturación aumenta exponencialmente con la temperatura (se duplica aproximadamente cada 10 °C), la corrección de la temperatura virtual se vuelve más importante conforme aumenta el valor del punto de rocío.

27

Geopotencial

Dos parcelas de aire que están a la misma altura geométrica sobre el nivel del mar, pueden estar sobre dos superficies geopotenciales diferentes, por lo tanto tienen diferentes energía potencial. Por lo tanto, la condición mecánica de la parcela no puede especificarse completamente por su altura geométrica.

¿Qué hacemos?

28

Geopotencial: Definición

Objetivo: Eliminar la densidad

29

Geopotencial: Definición

Supongamos que una masa unitaria se eleva en la vertical una distancia de 1m en un lugar donde g es 9,8 m s^{-2} y cte.

$$Z = 9{,}8\ \mathrm{m\ s^{-2}} \times 1\ \mathrm{m} = 9{,}8\ \mathrm{m^{-2}\ s^{-2}}$$

Esta nueva cantidad con dimensiones de longitud y de valor casi igual a 1 se llama "metro geopotencial mgp"; representa 1/ 9.80665 la energía requerida para elevar la masa unitaria una distancia de 1cm geométrico contra la fuerza de gravedad.

30

Geopotencial: Definición

Altura geopotencial

$$Z \equiv \frac{\Phi(Z)}{g} = \frac{1}{g}\int_0^z g\,dz$$

En la baja atmósfera

$$g(z) \approx g(0) = 9{,}81\ \mathrm{m\ s^{-2}}$$

31

Geopotencial: Definición

En la práctica meteorológica no se mide la densidad de un gas. Por ende se puede:

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g = -\frac{P}{RT}g = \frac{P}{R_D T_v}$$

$$d\Phi = \rho dz = -RT\frac{dP}{P} = -R_D T_v \frac{dP}{P}$$

32

Geopotencial: Definición

Integrando

$$\int_{\Phi_1}^{\Phi_2} d\Phi = -\int_{P_1}^{P_2} R_D T_v \frac{dP}{P}$$

o...

$$\Phi_2 - \Phi_1 = -R_D \int_{P_1}^{P_2} T_v \frac{dP}{P}$$

dividiendo por g

$$Z_2 - Z_1 = -\frac{R_D}{g} \int_{P_1}^{P_2} T_v \frac{dP}{P}$$

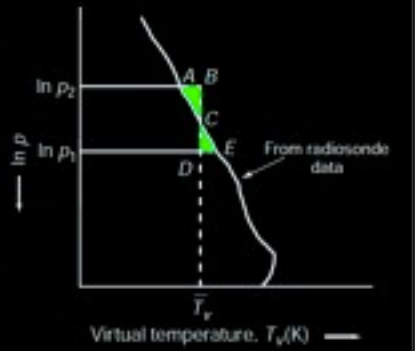
Geopotencial: Definición

Altura geopotencial

Desde el punto de vista dinámico y para los fines del análisis meteorológico, el geopotencial es una mejor medida de la altura del aire que la altura geométrica y ello es así porque cuando el aire se desplaza sobre una misma superficie geométrica generalmente pierde o gana energía, mientras que esto no sucede cuando los desplazamientos tienen lugar sobre una superficie equipotencial.

Ecuacion Hipsometrica: Definición

La temperatura de la atmósfera en general, varía con la altura. Por ende la corrección de temperatura virtual no siempre se puede despreciar. Este caso más general puede ser integrado si definimos una temperatura virtual media, con respecto a P.



Ecuacion Hipsometrica: Definición

$$T_v \equiv \frac{\int_{P_2}^{P_1} T_v d(\ln P)}{\int_{P_2}^{P_1} d(\ln P)} = \frac{\int_{P_2}^{P_1} T_v \frac{dP}{P}}{\ln\left(\frac{P_1}{P_2}\right)}$$

Ecuacion Hipsometrica: Definición

$$Z_2 - Z_1 = \overline{H} \ln\left(\frac{P_1}{P_2}\right) = \frac{R_d \overline{T}_v}{g} \ln\left(\frac{P_1}{P_2}\right)$$

37

Ejemplos

Calcular la altura geopotencial de la superficie de presión 1000 hPa cuando la presión a nivel del mar es 1014 hPa. La altura de la escala de la atmósfera puede ser tomada como 8 km.

Hint: $\ln(1+x) \approx (x)\big|_{x \ll 1}$

38

Ejemplos

Calcular la altura geopotencial de la superficie de presión 1000-hPa cuando la presión a nivel del mar es 1014 hPa.
La altura de la escala de la atmósfera puede ser tomada como 8 km.

$$Z_{1000hPa} - Z_{nivel-mar} = \overline{H} \ln\left(\frac{P_0}{1000}\right)$$

$$Z_{1000hPa} - Z_{nivel-mar} = \overline{H} \ln\left(1 + \frac{P_0 - 1000}{1000}\right)$$

$$Z_{1000hPa} - Z_{nivel-mar} \simeq \overline{H}\left(\frac{P_0 - 1000}{1000}\right)$$

39

Ejemplos

Calcular la altura geopotencial de la superficie de presión 1000-hPa cuando la presión a nivel del mar es 1014 hPa.
La altura de la escala de la atmósfera puede ser tomada como 8 km.

$$Z_{nivel-mar} = 0$$

$$\overline{H} = 8km$$

$$P_0 = 1014hPa$$

$$Z_{1000hPa} \simeq 8\left(\frac{1014 - 1000}{1000}\right) = 0{,}112km$$

40

Ejemplos

Calcular el espesor de la capa entre 1000 y 500 hPa de superficies de presión (a) en un punto en los trópicos donde la temperatura media virtual de la capa es de 15 °C y (b) en un punto en las regiones polares, donde la correspondiente temperatura virtual media es de 40 °C.

41

Ejemplos

Calcular el espesor de la capa entre 1000 y 500 hPa de superficies de presión (a) en un punto en los trópicos donde la temperatura media virtual de la capa es de 15 °C y (b) en un punto en las regiones polares, donde la correspondiente temperatura virtual media es de 40 °C.

$$\Delta Z = Z_{500\,hPa} - Z_{1000\,hPa}$$

$$\Delta Z = \frac{R_d \overline{T_v}}{g} \ln\left(\frac{1000}{500}\right) = 20{,}3 T_v m$$

$$a)\Delta Z = 20{,}3 \times 288\,K = 5846\,m$$

$$b)\Delta Z = 20{,}3 \times 222\,K = 4730\,m$$

42

Vapor de agua en el aire

La presencia de vapor de agua en el aire la hemos dejado en evidencia a través de la presión de vapor que ejerce, y hemos cuantificado su efecto sobre la densidad del aire mediante la introducción del concepto de temperatura virtual.

43

Vapor de agua en el aire

Vapor de agua (Fase gaseosa)
desordenada

Gotas de nube o lluvia (Fase liquida)
Diferentes tamaños 0.001 mm - 1 cm pequeño

Cristales de hielo o nieve (Fase sólida)
Estructura ordenada o desordenada

44

Vapor de agua en el aire

Los parámetros de humedad

La cantidad de vapor de agua presente en una cantidad determinada de aire se puede expresar de muchas maneras diferentes. También hay que hablar de lo que sucede cuando el agua se condensa el vapor en el aire.

45

Vapor de agua en el aire

razón de mezcla

La cantidad de vapor de agua en un cierto volumen de aire puede definirse como la relación de la masa de vapor de agua a la masa de aire seco; esto se llama la razón de mezcla w

$$w \equiv \frac{\text{masa de aire humedo}}{\text{masa de aire seco}} = \frac{m_v}{m_d}$$

$$\text{Unidades} \equiv \text{g kg}^{-1} \text{ o kg kg}^{-1}$$

Valores de w varían de unos pocos g kg^{-1} a 20 g kg^{-1} en los trópicos

46

Vapor de agua en el aire

razón de mezcla

Las moléculas de vapor de agua pasan desde la superficie de cuerpos de agua hacia la atmósfera. Este proceso se denomina **evaporación**.

La evaporación es rápida cuando el aire es seco, la temperatura es alta y el viento es fuerte.

Si la evaporación continua, la razón de mezcla aumenta y llegara un momento en que el aire no puede contener mas vapor de agua y comienza la formación de gotas.Esa condición se denomina estado de **saturación**.

47

Vapor de agua en el aire

razón de mezcla de saturación

La razón de mezcla de saturación (w_s) es la proporción de la masa del vapor de agua (m_{vs}) con respecto a la masa de aire seco (m_d) en una parcela de aire saturada. En otras palabras, w_s es la máxima cantidad de agua que una parcela puede contener sin producir condensación.

$$w_s \equiv \frac{\text{masa de aire humedo}}{\text{masa de aire secoparcela de aire saturada}} = \frac{m_{vs}}{m_d}$$

$$\text{Unidades} \equiv \text{g kg}^{-1} \text{ o kg kg}^{-1}$$

Valores de w varían de unos pocos g kg^{-1} a 20 g kg^{-1} en los trópicos

48

Vapor de agua en el aire

razón de mezcla de saturación

Debido a que el vapor de agua y aire seco ambas obedecen la ecuación de los gases Ideales

$$w_s = \frac{\rho'_{vs}}{\rho'_d} = \frac{\frac{e_s}{R_v T}}{\frac{P - e_s}{R_d T}} = \varepsilon \frac{e_s}{P - e_s}\Bigg|_{P \gg e_s} \cong \varepsilon \frac{e_s}{P}$$

Valores de w varían de unos pocos g kg^{-1} a 20 g kg^{-1} en los trópicos

49

Vapor de agua en el aire

razón de mezcla y razón de mezcla de saturación

La diferencia entre la razón de mezcla y la razón de mezcla de saturación es que la razón de mezcla mide la cantidad de vapor de agua que está presente, mientras que la razón de mezcla de saturación mide la cantidad de vapor de agua que está presente cuando se produce la saturación.

50

Vapor de agua en el aire

Humedad especifica

La masa de vapor de agua mv en una unidad de masa de aire (aire seco vapor y agua) se llama la humedad específica q, que es expresada:

$$q \equiv \frac{\text{masa de aire humedo}}{\text{masa de aire seco+humedo}} = \frac{m_v}{m_v + m_d}$$

$$q \equiv \frac{w}{1+w}$$

$$\text{Unidades} \equiv \text{kg kg}^{-1}$$

51

Vapor de agua en el aire

$$q \prec w \Longrightarrow q \sim w$$

52

Vapor de agua en el aire

Problemas a resolver

¿Calcular la presión de vapor e?

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.

53

Vapor de agua en el aire

Problemas a resolver

¿Calcular la presión de vapor e?. 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,

De la Ley de Dalton

$$e = \frac{n_v}{n_v + n_d} P = \frac{\frac{m_v}{M_v}}{\frac{m_v}{M_v} + \frac{m_d}{M_d}} P$$

54

Vapor de agua en el aire

Problemas a resolver

¿Calcular la presión de vapor e?

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,

Re-escribiendo y calculando

$$e = \frac{w}{w+\varepsilon} P = \frac{5{,}5\times10^{-3}}{5{,}5\times10^{-3}+0{,}622} 1026{,}8 \text{ h Pa}$$

$$e = 9{,}0 \text{ hPa}$$

55

Vapor de agua en el aire

Problemas a resolver

Demuestre que:

$$T_v \cong T(1-0{,}61w)$$

56

Vapor de agua en el aire

Problemas a resolver

Calcule la corrección de la temperatura virtual para aire húmedo a 30 °C que tiene una relación de mezcla de 20 g kg^{-1}.

57

Vapor de agua en el aire

Problemas a resolver

Cálcule la corrección de la Tv para aire húmedo a 30 °C que tiene una relación de mezcla de 20 g kg^{-1}.

$$T_v \cong T(1-0{,}61w) = 306{,}7K$$

$$Tv - T = 3{,}7K$$

58

Vapor de agua en el aire

Humedad relativa del aire

La humedad relativa (RH) es la relación (expresada como porcentaje) de razón de mezcla del aire (w) a la razon de mezcla de saturación (ws) con respecto a una superficie plana de agua pura a la misma temperatura y presión.

$$RH \equiv 100 \frac{w}{w_s} \simeq 100 \frac{e}{e_s}$$

59

Vapor de agua en el aire

Punto de rocío

Es la temperatura (Td) a la cual el aire debe ser enfriado a presión constante para que se convierta en saturada con respecto a una superficie plana de agua pura. En otras palabras, el punto de rocío es la temperatura a la que la relación de mezcla ws saturación con respecto al agua líquida se hace igual a la relación de mezcla w real. De ello se deduce que la humedad relativa a la temperatura T y presión p está dado por

$$RH = 100 \frac{w_s(T_d, P)}{w_s(T, P)}$$

60

Vapor de agua en el aire

Punto de congelación

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. Proporciones de mezcla de saturación y humedades relativas con respecto al hielo puede ser definida de manera análoga a sus definiciones con respecto al agua líquida. Cuando los términos de proporción de mezcla y la humedad relativa se usa sin calificación son con respecto al agua líquida.

61

Vapor de agua en el aire

Punto de rocío

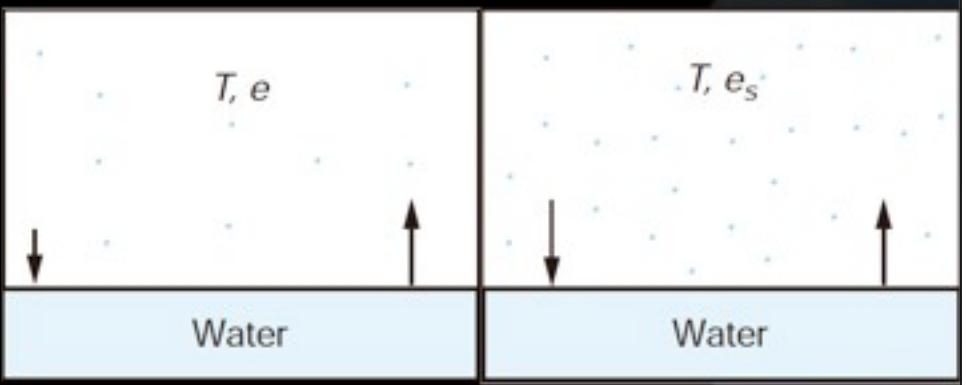
Una simple regla para la conversión de RH a diferencia entre el punto de rocío (T-Td) para el aire húmedo (RH>50%) es que la Td disminuye? 1 °C por cada disminución de 5% en humedad relativa. Por ejemplo, si la humedad relativa es de 85%,

$$T - T_d = \frac{100 - HR}{5}$$

62

Vapor de agua en el aire

La saturación del aire en función de la temperatura

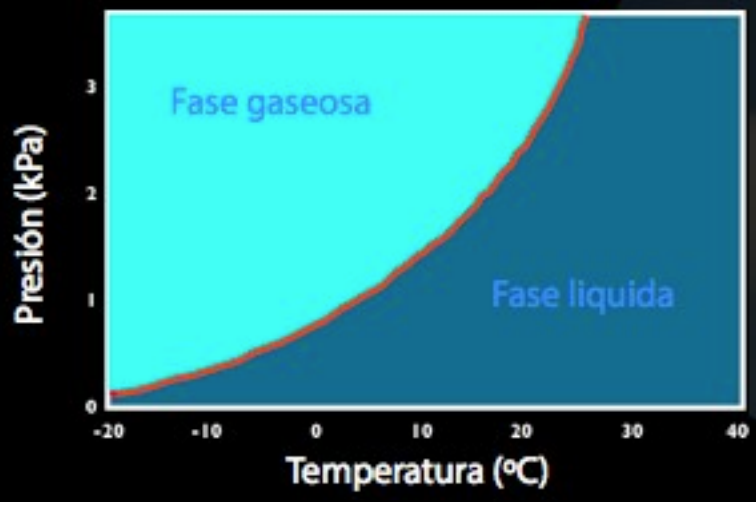


63

Vapor de agua en el aire

La saturación del aire en función de la temperatura

Dependencia de la saturación del aire en función de la temperatura y de la cantidad (presión) de vapor de agua:



64

Vapor de agua en el aire

La saturación del aire en función de la temperatura

La curva que separa la región saturada de la que no lo está se denomina ecuación de Clausius-Clapeyron y se puede aproximar por la siguiente expresión:

$$e_s = e_0 e^{\frac{L}{R}\left(\frac{1}{T}-\frac{1}{T_0}\right)}$$

L es el calor latente de vaporización, R cte de los gases,

65

Vapor de agua en el aire

La saturación del aire en función de la temperatura

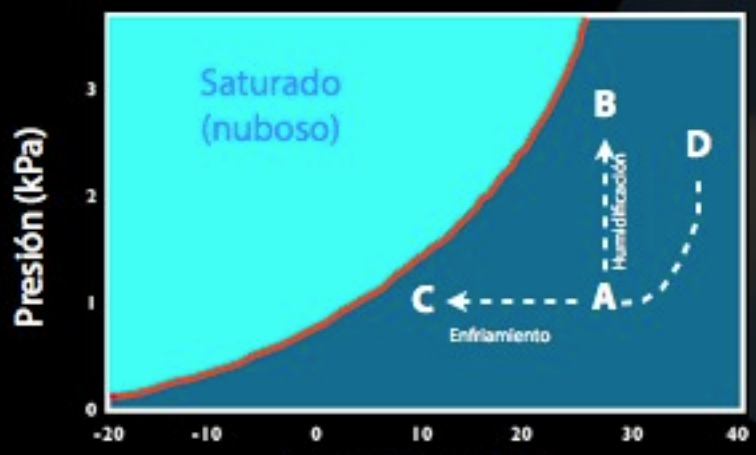
$$e_s = 6{,}11 \times 10^{\frac{7{,}5T}{(T-237{,}3)}}$$

T en ºC, y es en hPa

66

Vapor de agua en el aire

La saturación del aire en función de la temperatura



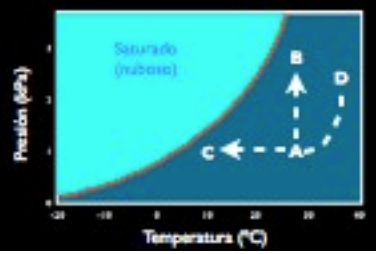
67

Vapor de agua en el aire

La saturación del aire en función de la temperatura

El proceso A-C genera rocío: al anochecer la temperatura baja mucho por radiación, disminuyendo así su capacidad de contener vapor de agua y se forman gotas sobre el pasto.

Se forma neblina si no solo el aire en contacto con el suelo se enfría, sino que lo hace una capa de atmósfera. En este caso las gotas se forman sobre núcleos de condensación.

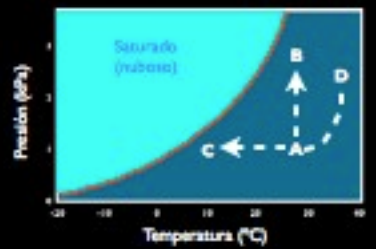


68

Vapor de agua en el aire

La saturación del aire en función de la temperatura

La razón de evaporación del océano depende de la humedad relativa del aire, la cual a su vez depende de su temperatura. Si la temperatura del aire aumentara a lo largo del camino A-D, de tal forma que el aire nunca satura, la evaporación continuaría hasta que los océanos desaparecerían.



69

Vapor de agua en el aire

Nivel de Condensación por Ascenso (NCA)

¿Cuanto debe subir una parcela para que se sature?

Recuerde que si el proceso es adiabático, la temperatura disminuye a 10°C/Km.

El NCA también depende de la humedad relativa inicial (casos limite: 0% y 100%)

Recordar: si el vapor de agua es constante,
Enfriar aire implica que HR sube
Calentar aire implica que HR baja

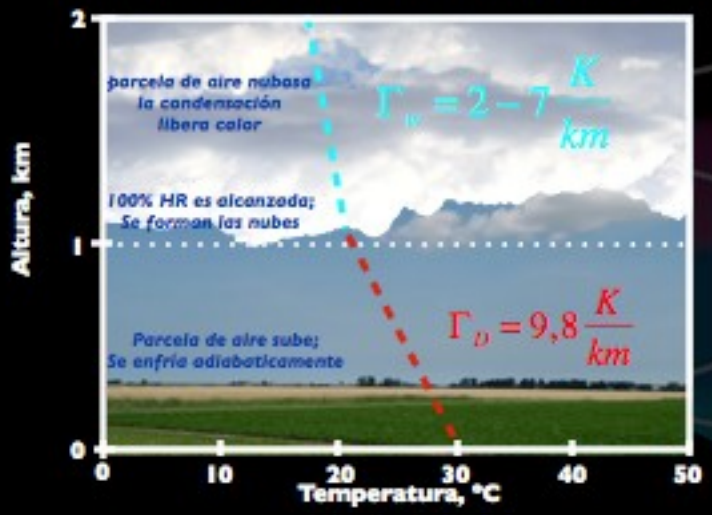
Una vez que la parcela alcanza su NCA, el vapor de agua se comienza a convertir en agua liquida. Este proceso libera calor dentro de la parcela.

70

Vapor de agua en el aire

Nivel de Condensación por Ascenso (NCA)

¿Cuanto debe subir una parcela para que se sature?



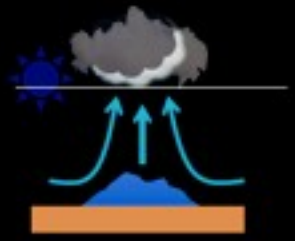
71

Vapor de agua en el aire

Nivel de Condensación por Ascenso (NCA)

(a) Ascenso Orográfico

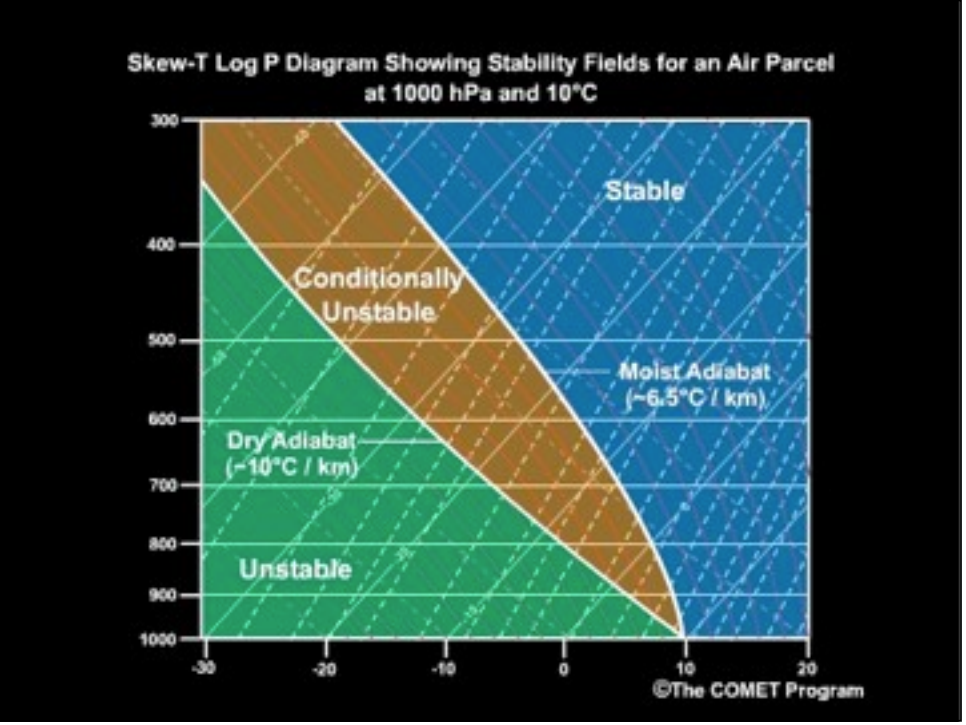
(b) Convergencia Orográfica



(c) Ascenso Convectivo

(d) Ascenso Frontal

72


Skew-T Log P Diagram Showing Stability Fields for an Air Parcel at 1000 hPa and 10°C
300
400
500
600
700
800
900
1000
-30
-20
-10
0
10
20
Stable
Conditionally Unstable
Moist Adiabat (~6.5°C / km)
Dry Adiabat (~10°C / km)
Unstable
©The COMET Program

73

TERMODINÁMICA DE LA ATMÓSFERA
Parte III
ATMOSPHERIC SCIENCE
JOHN M. WALLACE • PETER V. HOBBS
Capitulo 3.
Atmospheric Thermodynamics
INTRODUCTION TO
ATMOSPHERIC CHEMISTRY
DANIEL J. JACOB
Capitulo 2.
ATMOSPHERIC PRESSURE

74